

**Contexto tectónico durante la acumulación de las formaciones Amagá y Combia (Mioceno tardío) en el suroccidente antioqueño – sección de la quebrada La Táparo, a partir de análisis de proveniencia sedimentaria**

**Maria Kamila Díaz Navarro**

**Jorge Luis Monsalve Martínez**

**Universidad EAFIT**

**Departamento de Geología**

**Medellín**

**2019**

**Contexto tectónico durante la acumulación de las formaciones Amagá y Combia (Mioceno tardío) en el suroccidente antioqueño – sección de la quebrada La Táparo, a partir de análisis de proveniencia sedimentaria**

**Maria Kamila Díaz Navarro**

**Jorge Luis Monsalve Martínez**

**Trabajo de grado presentado como requisito para obtener el título de  
Geólogo**

**Asesores:**

**Ph.D. Jose Fernando Duque Trujillo**

**Ph.D. Alejandro Iván Beltrán Triviño**

**Universidad EAFIT**

**Departamento de Geología**

**Medellín**

**2019**

## **AGRADECIMIENTOS**

### **Kamila Díaz**

*A Dios, a mis padres, a mi abuelita y a Mari por el amor, el esfuerzo y el apoyo incondicional.*

*A Jorge M. y a la sra Elba.*

*A mis tíos Marce, Vicent, Jose, Neyla, Nuris, Ana y Beatriz. A Valent, Alejita, Moi, Eric, Karen, Lili y a toda mi familia. A Lour y A Mafe.*

### **Jorge Monsalve**

*A Dios, a mi mamá por siempre estar pendiente de mí en todo momento, a mis hermanos Fabian Serrano y Marcelo Molina por el apoyo en momentos difíciles, a mí papá José Monsalve y a Robert por ser como un padre para mí. A Mechaz, mi tía Ercilia, El Flaco, Fifi, Angie, Rochy, Camila, Angelica, William y demás familiares por el apoyo. A mis amigos Leo, Elian, Juan Pablo, Harley, Richie, Israel, Brayan C., Ramos, Vera, Laverde, Barra, Galán y todos los demás, por todos los momentos.*

*A Kami por ser esa persona que me apoya cuál sea la situación y por todo ese amor bonito que pasamos y pasaremos. “No hay ninguna duda que quiero mi futuro contigo, así estés a miles de kilómetros, eres perfectamente lo mejor”. Te amo.*

*A la sra Martha, el sr Edwin, Doña Geo y Mari por ser como otra familia para mí.*

*Finalmente, agradecemos a Ema, Core, Tuli, Cristian V., Marcelo, Paqui, Ronqui, Cesar, Contre, Richie, Adri, Ale, Nati, Vero, Gallis, Marce, Eli, Dani Monterrosa, Héctor, Leandro, Karla, Barra, Geo-OE y los demás compañeros por seguir con nosotros este proceso.*

*A Luis E. Salas, Greco, Linda, Yaleff, Rosado, Cristian y Kevins por compartir muchos momentos inolvidables con nosotros.*

*A Daniel Ramos por la amistad, compañía y generosidad.*

*A Camilo, Andrés, Marco y todos los profes que nos faltan, por su disposición y conocimientos transmitidos.*

*A Leidy, Ana y Will por su acompañamiento, diligencia y amabilidad.*

*A Jose Duque y Alejo Beltrán por la inspiración, paciencia, compañía, amistad y orientación a ser mejores.*

## CONTENIDO

RESUMEN .....	1
1 INTRODUCCIÓN.....	1
2 PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN .....	2
3 HIPÓTESIS.....	2
4 OBJETIVOS.....	3
4.1 Objetivo general .....	3
4.2 Objetivos específicos .....	3
5 LOCALIZACIÓN .....	3
6 ANTECEDENTES.....	5
7 METODOLOGÍA.....	8
7.1 Fase 1 – Recopilación.....	8
7.2 Fase 2 – Precampo .....	9
7.3 Fase 3 – Campo.....	9
7.4 Fase 4 – Poscampo .....	10
7.4.1 Minerales densos.....	10
7.4.2 Petrografía .....	12
7.5 Fase 5 – Laboratorio .....	12
7.5.1 Minerales densos.....	12
7.5.2 Petrografía .....	13
7.6 Fase 6 – Análisis e integración de resultados .....	15
7.6.1 Minerales densos.....	15
7.6.2 Petrografía .....	16
7.7 Fase 7 – Resultados .....	17
8 MARCO GEOLÓGICO.....	17
9 GEOLOGÍA LOCAL .....	18
10 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL .....	22
11 ESTRATIGRAFÍA .....	22
11.1 Formación Amagá.....	23
11.1.1 Miembro Inferior .....	24
11.1.2 Miembro Superior .....	24
11.2 Formación Combia.....	24

11.2.1	Miembro Volcánico .....	25
11.2.2	Miembro Sedimentario.....	25
12	RESULTADOS .....	26
12.1	Sección estratigráfica de la quebrada La Táparo .....	26
12.2	Petrografía .....	28
12.3	Minerales densos .....	34
13	DISCUSIÓN.....	42
14	CONCLUSIONES.....	51
15	RECOMENDACIONES .....	52
16	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	53
17	ANEXO.....	60

## Lista de Figuras

Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.....	4
Figura 2. Esquema metodológico utilizado para el desarrollo del presente trabajo.	8
Figura 3. Representación esquemática de los procesos que ocurren durante el ciclo sedimentario que pueden modificar el ensamble de minerales densos (Villafañez, 2012).....	11
Figura 4. División de la fracción de minerales densos por medio del método de cuarteo (Mange y Maurer, 1992).....	12
Figura 5. Conteo por método de cinta. Modificado de Villafañez (2012). ....	13
Figura 6. Mapa de la geología local, ubicación de la sección estratigráfica y muestras obtenidas.....	21
Figura 7. Sección estratigráfica de la sección de la quebrada La Táparo (Tomada de Corena y Moreno, en preparación).....	27
Figura 8. Microfotografías de las muestras pertenecientes al Miembro Superior de la Formación Amagá (JKA_01 (a) y JKA_02 (d, g y j)), Miembro Sedimentario de la Formación Combia (JK_03 (c, f, i y l)) y a la ubicada entre estas formaciones (JK_05 (b, e, h y k)). Presentan cuarzo monocristalino (Qm), policristalino (Qp) y chert (Qc), plagioclasas (plg), feldespato potásico (K), opacos (Op), líticos metamórficos (Lm), sedimentarios (Ls) y volcánicos (Lv <sub>h</sub> ). La calcita (cal) y algunas epidotas (Epi) se muestran como minerales de alteración de plagioclasas. La epidota (Epi) también se evidencia como mineral accesorio junto con la biotita (Bt) y anfíbol (Anf), este último presenta alteración a calcita. Además, se muestra una fractura rellena de yeso (FY).....	30
Figura 9. Clasificación composicional de las secciones delgadas de las muestras obtenidas en la sección de la quebrada La Táparo basada en Folk (1974). ....	31
Figura 10. Microfotografía de la muestra JK_04 perteneciente a la Formación Combia (b – c y c – f corresponden microfotografías en nicoles paralelos y cruzados, respetivamente). Presenta fragmentos líticos volcánicos que contienen	

microfenocristales de anfíbol (hornblenda), opacos y plagioclasas, embebidos en una matriz que varía de microcristalina (plagioclasas) a criptocristalina. Esta muestra se caracteriza por su alto contenido de matriz (Mz) que embebe cristales de anfíboles (Anf (Hbl)), plagioclasas (Plg) y granates (Grt) euhedrales a subhedrales. Algunas de las plagioclasas exhiben textura <i>sieve</i> .....	32
Figura 11. Clasificación composicional de la muestra JK_04 perteneciente a la Formación Combia basada en Schmid (1981). .....	34
Figura 12. Microfotografías de los opacos según su morfología. a) Opacos tipo I, b) opaco tipo II, c) opacos tipo III, d) opacos tipo IV y e) opacos tipo V. ....	37
Figura 13. Distribución porcentual de los minerales no opacos y opacos a lo largo de la sección. ....	37
Figura 14. Distribución porcentual de la clasificación de los minerales no opacos según su estabilidad.....	38
Figura 15. Contenido porcentual de los minerales no opacos de la muestra clasificada como ignimbrita vítrea de cristales (JK_04).....	40
Figura 16. Distribución porcentual de los minerales no opacos a lo largo de la sección. ....	41
Figura 17. Índice ZTR calculado para las areniscas de la sección de la quebrada La Táparo.....	42
Figura 18. Diagrama de la naturaleza de los tipos de cuarzo pertenecientes a las muestras de las formaciones Amagá y Combia, y la transición de estas (Basu et al., 1975). FA: Miembro Superior de la Formación Amagá. FC: Miembro sedimentario de la Formación Combia. T: Transición entre las formaciones. ....	44
Figura 19. Proveniencia de las rocas obtenidas en la sección de la quebrada La Táparo arrojado a partir del análisis petrográfico (Dickinson, 1985). FA: Miembro Superior de la Formación Amagá. FC: Miembro sedimentario de la Formación Combia. T: Transición entre las formaciones. ....	45

Figura 20. Representación esquemática del ambiente de acumulación del Miembro Superior de la Formación Amagá dentro de la cuenca <i>pull apart</i> y las áreas de aporte de sedimentos: Complejo Cajamarca y Diorita de Bueblito.....	46
Figura 21. Ilustración de la imposición de los procesos volcánicos sobre los sistemas fluviales de ríos trenzados.....	47
Figura 22. Ilustración de la formación de los Depósitos de Corrientes de Densidad Piroclástica (T1; Modificado de Branney y Kokelaar, 2002). Acumulación de los CDPs dentro de la secuencia estratigráfica de la zona de estudio (T2). Microfotografía de la muestra JK_04 (Ignimbrita vítrea y de cristales).....	48
Figura 23. Representación esquemática de la acreción del Bloque Panamá-Chocó hacia el noroccidente de Suramérica durante el Mioceno Medio (Modificada de Lara et al., 2018), generando el vulcanismo que aporta posteriormente los sedimentos al Miembro Sedimentario de la Formación Combia. ....	50



## Lista de Tablas

Tabla 1. Revisión bibliográfica relacionada a las formaciones Amagá y Combia....	7
Tabla 2. Localización de las muestras asociada a su unidad litoestratigráfica.....	9
Tabla 3. Código de conteos aplicados en el análisis petrográfico. ....	14
Tabla 4. Códigos de conteos aplicados en el análisis petrográfico para los tipos de cuarzo. ....	15
Tabla 5. Parámetros de normalización en porcentajes para los constituyentes del armazón de las areniscas.....	16
Tabla 6. Parámetros de normalización en porcentajes para los constituyentes del armazón de la muestra JK_04.....	17
Tabla 7. Conteo modal normalizado para los tipos de cuarzo presentes en las muestras de la sección de la quebrada La Táparo.....	28
Tabla 8. Conteo modal normalizado del armazón de las muestras de la sección de la quebrada La Táparo. Clasificación composicional basada en Folk (1974).....	29
Tabla 9. Conteo modal normalizado del armazón de la muestra JK_04 perteneciente a la Formación Combia. Clasificación composicional basada en Schmid (1981)..	32
Tabla 10. Conteo modal de los minerales densos encontrados en las muestras analizadas de la sección de la Quebrada la Taparo.....	35
Tabla 11. División porcentual de los minerales no opacos y opacos de cada una de las muestras. ....	35
Tabla 12. División porcentual de la clasificación de los minerales no opacos según su estabilidad. ....	39

## RESUMEN

Procesos de levantamiento, evolución y episodios de exhumación de cinturones orogénicos se ven reflejados en la composición de los sedimentos acumulados dentro de una cuenca sedimentaria. En regiones como el suroccidente Antioqueño las características de las áreas de aporte de sedimentos permiten identificar dichos procesos, que pueden ser reconstruidos mediante el análisis integrado de minerales densos y petrografía. En esta investigación se obtuvieron resultados de análisis de proveniencia sedimentaria de las formaciones Amagá y Combia, que afloran en la sección de la quebrada La Táparo (Municipio de Venecia, Antioquia), los cuales señalan que las principales áreas fuentes de los sedimentos corresponden al Complejo Cajamarca y a la Diorita de Pueblito para ambas formaciones y a las Rocas Hipoabisales Porfídicas para la Formación Combia. Se sugiere que el contexto tectónico durante la acumulación de las formaciones en el Mioceno-Plioceno es constante, sin embargo, el presente trabajo plantea un cambio abrupto en el área fuente marcado por la contribución del aporte de ambientes volcánicos impuestos sobre los sistemas fluviales.

**Palabras clave:** Contexto tectónico, transición, proveniencia sedimentaria, Formación Amagá, Formación Combia, Mioceno-Plioceno, ambientes fluviales, vulcanismo.

## 1 INTRODUCCIÓN

El contexto tectónico durante la transición entre los procesos de sedimentación registrados en el Miembro Superior de la Formación Amagá y el vulcanismo evidente en la Formación Combia, aún no es conocida. El uso de métodos como análisis de minerales densos y modos detríticos cuantitativos, calculados a partir de conteo de granos minerales, permite inferir la configuración tectónica asociada con el levantamiento, evolución y episodios de exhumación de cinturones orogénicos que son reflejados en la composición de los sedimentos que se acumulan en una cuenca sedimentaria (Dickinson, 1983; Mange y Maurer, 1992).

La descripción general de las formaciones Amagá y Combia en términos estratigráficos y de evolución geológica ha sido abarcada por los trabajos de Grosse (1926), González (1976; 1980), y Ramírez et al. (2006), y su relación ha sido establecida debido a la presencia de areniscas de canal con altos contenidos de fragmentos volcánicos, que sugieren un aumento en la fase magmática de la Formación Combia, ya activa durante la sedimentación de la Formación Amagá (Silva et al., 2008). Si bien los trabajos anteriormente mencionados describen litológicamente las formaciones Amagá y Combia, y los ambientes bajo los cuales se generó su acumulación, no se esclarece detalladamente el régimen tectónico durante la transición de una formación a la otra.

El presente trabajo propone, por medio de análisis de minerales densos y una caracterización petrográfica de las rocas que componen las formaciones que afloran en la sección de la quebrada La Táparo, una nueva visión del contexto tectónico que relaciona la sedimentación en ambientes fluviales con el vulcanismo Neógeno en el suroccidente antioqueño.

## **2 PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN**

¿Es la transición entre las formaciones Amagá y Combia un proceso continuo o abrupto?

## **3 HIPÓTESIS**

La transición de la acumulación entre las formaciones Amagá y Combia ocurrió a partir de un proceso continuo.

Asociadas a esta hipótesis existen dos predicciones que deben cumplirse para que esta pueda ser verdadera, de lo contrario se cumpliría que la transición de la acumulación entre estas dos formaciones ocurrió a partir de un proceso abrupto (H0). Estas predicciones son:

P1) Las facies de minerales densos presentes en la base de la Formación Combia y tope de la Formación Amagá muestran una afinidad entre sí.

P2) Las muestras obtenidas para secciones delgadas hacia el tope de la Formación Combia y hacia la base de la Formación Amagá, evidencian facies características

de cada una de estas formaciones, a diferencia de aquellas obtenidas hacia la base de la Formación Combia y tope de la Formación Amagá (en las cercanías del contacto entre dichas formaciones) que presentan una asociación de facies similar.

## **4 OBJETIVOS**

### **4.1 Objetivo general**

Comprender el contexto tectónico que tuvo lugar durante la transición de la acumulación de las formaciones Amagá y Combia en el suroccidente antioqueño - sección de la quebrada La Táparo, mediante análisis de proveniencia sedimentaria.

### **4.2 Objetivos específicos**

- Establecer la asociación de minerales densos y características petrográficas representativas de cada una de las formaciones.
- Identificar las posibles áreas de aporte de las formaciones.
- Determinar el agente generador del cambio del área de aporte de los sedimentos.

## **5 LOCALIZACIÓN**

El área de estudio se encuentra localizada al suroccidente del departamento de Antioquia en el flanco occidental de la Cordillera Central, en cercanías del municipio de Venecia. El estudio fue realizado sobre la sección estratigráfica perteneciente a las formaciones Amagá y Combia que aflora a lo largo de la quebrada La Táparo, la cual se encuentra ubicada al occidente de dicho municipio y desemboca en la quebrada Sinifaná (Figura 1).

## MAPA DE LOCALIZACIÓN - QUEBRADA LA TÁPARO



1:25.000  
0 0,275 0,55 1,1 Kilometros

### Leyenda

- Via de acceso
- Curva de nivel
- Cabecera Municipal
- Drenajes

Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.

## 6 ANTECEDENTES

La tabla a continuación resume los estudios anteriores realizados por diversos autores sobre las formaciones Amagá y Combia, incluyendo información paleogeográfica, petrográfica y estratigráfica, no solo sobre dichas formaciones, sino también sobre sus alrededores.

Autor	Año	Título	Resumen
Grosse, E.	1926	Estudio Geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia: Berlín, Verlag Von Dietrich Reimer (Ernst Vohsen)	Designa una edad neoterciaria a los Estratos de Combia y describe dos facies diferentes, una compuesta por estratos predominantemente volcánicos, constituidos por conglomerados, areniscas, conglomerados tobáceos, derrames de basaltos, entre otros, y por otra de estratos sedimentarios esencialmente compuesta por conglomerados.
Van der Hammen, T.	1958	Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes colombianos (con 7 planchas)	Correlaciona otras unidades en el Valle del Cauca (edades determinadas mediante palinología y/o paleozoología) con la Formación Combia y le asigna una edad de Mioceno Tardío - Plioceno.
González, H.	1980	Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 168 (Salamina): Boletín Geológico	El Miembro Sedimentario de la Formación Combia es descrito como “sedimentos con aporte de material volcánico que se superponen a los distintos Miembros de la Formación Amagá y separados de ésta por una discordancia erosiva”.
Restrepo, J.J. Toussaint, J.F. González, H.	1981	Edades Mio-Pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia	Asocian a la Formación Combia piroclastos y flujos intercalados en los sedimentos continentales de dicha Formación y a los plutones hipoabisales relacionados. Dataciones de K/Ar en un flujo básico y en los plutones indican edades Mioceno Tardío. Este magmatismo pertenece al cinturón magmático Cenozoico activo en la Cordillera Occidental en el Eoceno, y que migró hacia la Cordillera Central en el Holoceno.

Marriner, G. F. Millward, D.	1984	The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin	Contribución al entendimiento de las variaciones petrológicas, así como la distribución espacial y temporal de los principales ciclos eruptivos en el margen occidental del continente suramericano en Colombia en el Cretácico, mediante estudios de geoquímica en basaltos y andesitas basálticas (Formación Combia) en el flanco este de la Cordillera Occidental.
Ríos, A.M. Sierra, M.I.	2004	La Formación Combia: Registro de la relación entre el volcanismo Neógeno y la sedimentación fluvial, sección Guineales - Bolombolo, Suroeste antioqueño	Caracterización de la Formación Combia y el conocimiento de la relación entre los procesos del vulcanismo ocurrido en el Neógeno en el Valle del Río Cauca con la sedimentación en ambientes fluviales para determinar las posibles áreas fuentes de este vulcanismo, mediante análisis faciales, análisis de minerales densos y caracterización petrográfica de las rocas.
Ramírez, D., López, A., Sierra, G., Toro, G.	2006	Edad y proveniencia de las rocas volcánicas sedimentarias de la Formación Combia en el suroccidente antioqueño - Colombia.	Propuesta acerca de la evolución geológica del suroccidente antioqueño asociada al origen de los materiales que hacen parte de la Formación Combia a partir de estudios petrográficos, de paleocorrientes y de trazas de fisión.
Silva, J. C. Sierra, G.M. Correa, L.G.	2008	Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes	Descripción de los cambios en las características sedimentológicas y estratigráficas de la Formación Amagá del Oligoceno medio-Mioceno tardío, las tres etapas de evolución de la Orogenia Andina en el Cenozoico medio, y la actividad tectónica y volcánica actuante a lo largo del bloque Andino noroccidental. Sugiere que una fase incipiente del magmatismo toleítico de la Formación Combia se encontraba presente durante la depositación de la Formación Amagá.



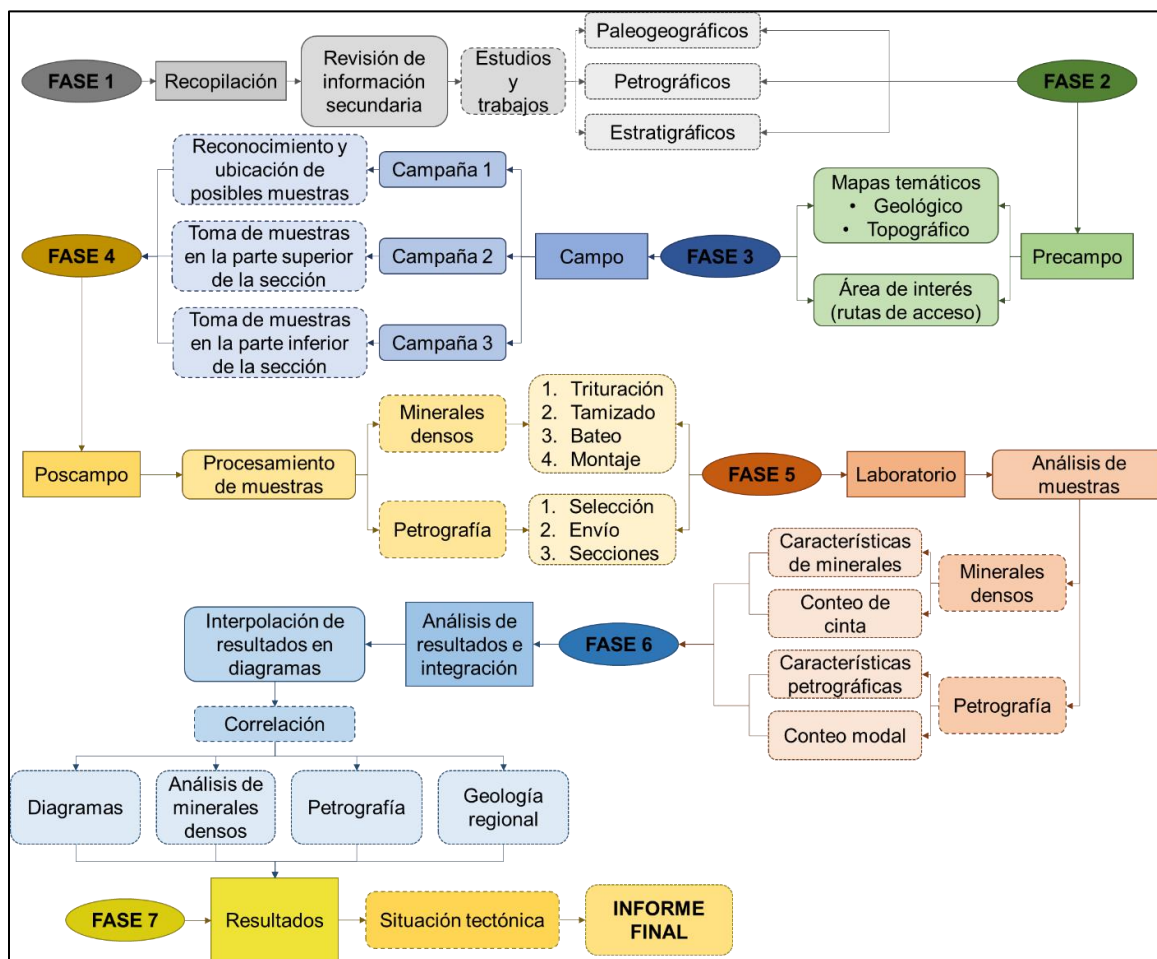
Nicolas, M.	2011	Análisis de la petrología, área fuente y diagénesis de las areniscas de la Formación Amagá en los pozos Venecia 1 y El Cinco (1B)	Entendimiento del área fuente que aportó los materiales clásticos a la Formación Amagá, así como los procesos diagenéticos que permiten conocer el estado de maduración de la materia orgánica en la cuenca, a partir de análisis de minerales densos y análisis petrográfico de muestras obtenidas de areniscas pertenecientes a dos pozos realizados por el proyecto CBM (Coal Bed Methane)
Henao, J.	2012	Estratigrafía y petrografía de las areniscas de la secuencia quebrada La Naranjala - municipio de Fredonia Miembro Inferior de la Formación Amagá	Identificación de facies sedimentarias con base en los modelos de Miall (1994) y los diagramas de Folk (1951) integrando análisis composicionales de secciones delgadas, de acuerdo con Dickinson (1985), para determinar el área fuente y ambiente tectónico de las areniscas pertenecientes a la Formación Amagá.
Lara, M. Salazar, A. M. Silva, J. C.	2018	Provenance of the Cenozoic siliciclastic intramontane Amagá Formation: Implications for the early Miocene collision between Central and South America	Investigación de la evolución y factores que controlan los cambios en la proveniencia, a partir de análisis de minerales densos y datos de edades U-Pb de circones detríticos que afloran a lo largo de la Sub-Cuenca Santa Fé de Antioquia- San Jerónimo pertenecientes a la Formación Amagá y su asociación con el levantamiento en los Andes del norte.

**Tabla 1.** Revisión bibliográfica relacionada a las formaciones Amagá y Combia (modificado de López y Ramírez, 2006).



## 7 METODOLOGÍA

El procedimiento metodológico para llevar a cabo el desarrollo del presente trabajo comprendió de 7 fases: recopilación, precampo, campo, poscampo, laboratorio, análisis de resultados e integración, y finalmente, resultados (Figura 2); las cuales serán explicadas brevemente a continuación.



**Figura 2.** Esquema metodológico utilizado para el desarrollo del presente trabajo.

### 7.1 Fase 1 – Recopilación

Esta fase consistió en la recopilación y posterior revisión de información secundaria relacionada a las formaciones Amagá y Combia, y los estudios paleogeográficos, petrográficos y estratigráficos realizados en la zona de estudio. Estos trabajos fueron compilados y sintetizados en las siguientes secciones: Antecedentes (6),

Marco Geológico (8), Geología Local (9), Geología Estructural (10) y Estratigrafía (11).

## 7.2 Fase 2 – Precampo

La fase de precampo se caracterizó por la búsqueda y edición de los mapas geológico y topográfico, además de la determinación de las posibles rutas de acceso hacia la zona de estudio.

## 7.3 Fase 3 – Campo

Se realizaron 11 días de campo entre los meses de junio y julio, los cuales fueron divididos en 3 campañas. La primera campaña consistió en el reconocimiento de la zona de estudio y en la toma de puntos GPS en los que se podrían obtener muestras para el posterior análisis. Una vez se tenían los puntos, se realizaron la segunda y tercera campaña, las cuales consistieron en la toma de muestras en la parte superior e inferior de la sección, respectivamente. Además de la cooperación para el proyecto de grado de Corena y Moreno (en preparación, 2019) del presente año en el levantamiento estratigráfico de las formaciones Amagá y Combia en la sección de la quebrada La Táparo, mediante el método de Bastón de Jacob con ayuda de la brújula (Figura 7). Levantamiento realizado con el fin de reconstruir los paleoambientes de acumulación de dichas formaciones.

Muestra	Unidad Litoestratigráfica	Coordenadas	
		Latitud (N)	Longitud (O)
JK_03	Formación Combia	5°59'10.03"	75°44'30.05"
Jk_04	Formación Combia	5°59'15.21"	75°44'31.71"
JK_05	F.Amagá-F.Combia	5°59'17.94"	75°44'32.71"
JKA_02	Formación Amagá	5°59'50.61"	75°44'44.30"
JKA_01	Formación Amagá	5°59'51.85"	75°44'43.85"

**Tabla 2.** Localización de las muestras asociada a su unidad litoestratigráfica.

Se tomaron 5 muestras en totalidad, 4 areniscas de grano fino a medio dado a que generalmente este tipo de rocas producen los conjuntos óptimos de minerales

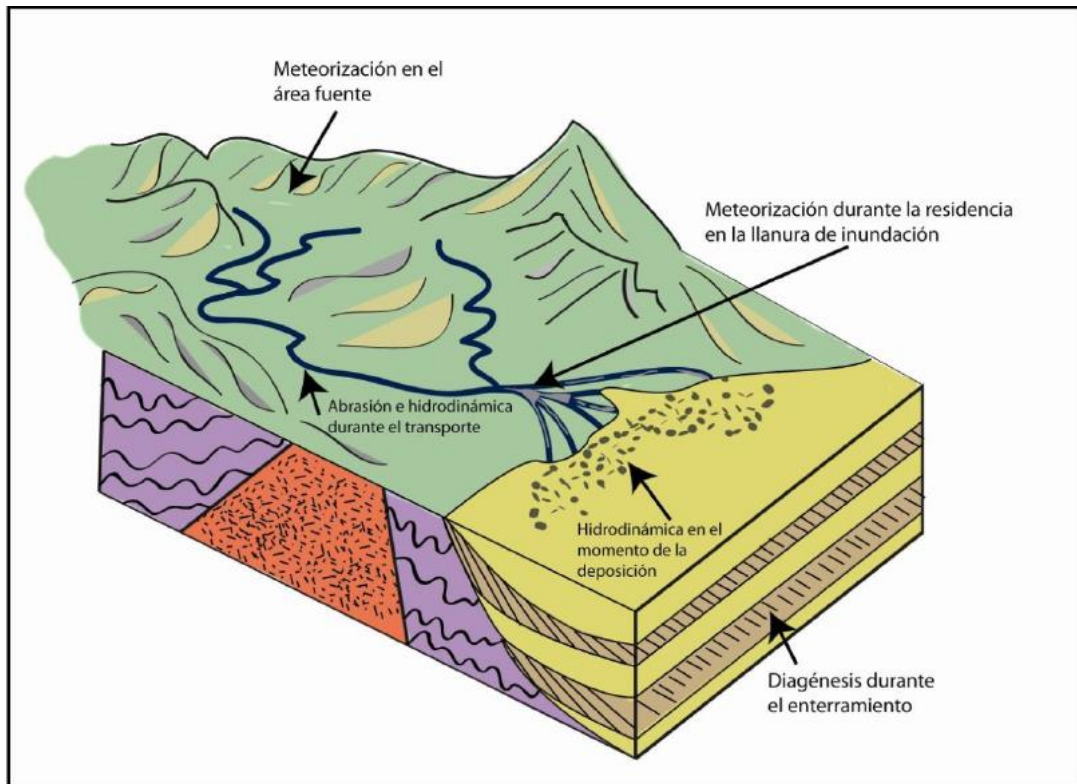
densos (Mange y Maurer, 1992) y una ignimbrita (Tabla 2). Dichas muestras se obtuvieron cada 10 m aproximadamente, para así tener una distribución regular a lo largo de la sección, teniendo en cuenta factores como cambios texturales, régimen de flujo o litología y que no se encontraran meteorizadas (Mange y Maurer, 1992). Según Mange y Maurer (1992), la masa de la muestra seca para el análisis de minerales densos debe variar entre 100 y 1.000 gramos, en este caso se obtuvieron entre 1.500 y 2.000 gramos ya que de esta misma se tomó una porción para realizar la sección delgada y su respectiva muestra de mano.

#### **7.4 Fase 4 – Poscampo**

Una vez tomadas las muestras se inició con el procesamiento de estas, partiendo de la limpieza y secado para cada una. Esta fase podría dividirse en dos teniendo en cuenta los métodos empleados en el presente trabajo.

##### **7.4.1 Minerales densos**

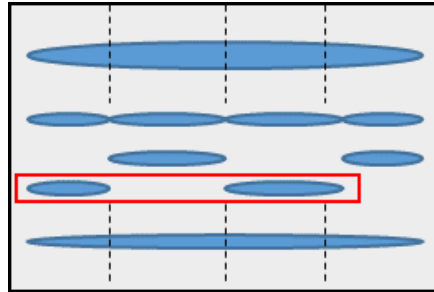
Los minerales densos se definen como aquellos componentes mineralógicos accesorios de sedimentos siliciclásticos que se caracterizan por poseer una densidad superior a  $2.8 \text{ g/cm}^3$  y una cantidad total aproximada de 1% (Mange y Maurer, 1992). Sin embargo, existen muchos procesos que tienen la capacidad de alterar la abundancia relativa de estos minerales durante la meteorización, transporte, acumulación y diagénesis de los sedimentos (Morton, 1985). Según Mange y Maurer (1992), entre dichos procesos se encuentra los efectos hidráulicos, los cuales causan una clasificación selectiva de acuerdo con el tamaño, la forma y la densidad (Figura 3).



**Figura 3.** Representación esquemática de los procesos que ocurren durante el ciclo sedimentario que pueden modificar el ensamble de minerales densos (Villafañez, 2012).

La preparación de los minerales densos fue basada y modificada a partir de la metodología planteada por Mange y Maurer (1992). Esta metodología parte con la disgregación de las rocas por medio de la trituradora de mandíbulas a percusión del Laboratorio de Geología de la Universidad EAFIT, con el fin de obtener partículas < 3 mm, luego de esto, se realiza el tamizado por medio de un agitador mecánico durante 10 minutos para así obtener una fracción de una masa aproximada de 250 g y un tamaño de partícula entre 63 y 400  $\mu\text{m}$ . La concentración de minerales densos se realizó por medio del método de *separación por batea*. Subsecuentemente, se realizó una separación magnética con el fin de sesgar las muestras a un grupo de minerales en función de sus diferentes susceptibilidades magnéticas. Finalmente, el montaje de granos inicia con la división de la fracción de minerales densos por medio del método de cuarteo (Figura 4), seguido con el agregado y dispersión de estos sobre la resina epoxi *Araldite* (índice de refracción

$n_x = \sim 1.553$ ) previamente calentada a aproximadamente 55°C y esparcida sobre el portaobjeto; y finalizando con la postura del cubreobjetos.



**Figura 4.** División de la fracción de minerales densos por medio del método de cuarteo (Mange y Maurer, 1992).

#### 7.4.2 Petrografía

Tal como lo plantea Dickinson et al. (1983), la configuración tectónica de la procedencia aparentemente ejerce un control primario sobre las composiciones de las areniscas, aunque otros factores secundarios importantes como el relieve, el clima, el mecanismo de transporte, el ambiente de acumulación y el cambio diagenético deben tenerse en cuenta.

Esta sub-etapa consistió en la selección de las mejores muestras en cuanto a meteorización y tamaño, envío y posterior realización de las secciones delgadas a analizar.

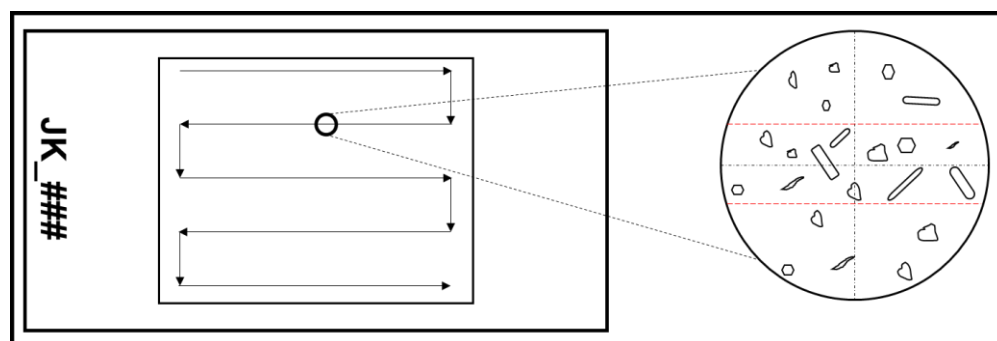
#### 7.5 Fase 5 – Laboratorio

Al igual que la fase anterior, esta fase podría dividirse en dos basándose en cada uno de los métodos empleados.

##### 7.5.1 Minerales densos

El análisis de los granos fue realizado por medio de un microscopio petrográfico de luz transmitida y empleando el método de cinta (Figura 5) planteado por Galehouse (1971), el cual consiste en seleccionar bandas dentro del campo óptico mientras que el portaobjeto es maniobrado mecánicamente por medio del carro transportador fijado en la platina giratoria. Se contaron aproximadamente 1200 granos por montaje, distribuidos de la siguiente manera: entre 250 y 450 minerales no opacos

y entre 750 y 950 minerales opacos. A causa de la gran cantidad de minerales opacos, estos fueron clasificados en 5 categorías teniendo en cuenta su morfología.



**Figura 5.** Conteo por método de cinta. Modificado de Villafañez (2012).

### 7.5.2 Petrografía

El análisis petrográfico, al igual que el de minerales densos, se efectuó en un microscopio petrográfico de luz transmitida. Este análisis permite conocer las características composicionales y texturales como tamaño de grano, redondez y selección, además de la determinación del tipo de contacto, el contenido de matriz y cemento los detritos presentes en las areniscas (Pettijohn et al., 1973, Tucker, 2001).

El método empleado para el conteo modal de areniscas fue el método Gazzi – Dickinson (Ingersoll et al., 1984), el cual consiste en contar entre 300 puntos de los constituyentes del armazón que tengan tamaño arena ( $> 0,0625$  mm), ignorando matriz, cemento y vetillas, además de contar los cristales individuales más grandes que este tamaño, independientemente de si realmente ocurren como partículas clásticas separadas o como cristales constituyentes dentro de partículas policristalinas, es decir, que si un lítico presentaba un cuarzo con un tamaño mayor a  $0,0625$  mm fue contando como Qm (Cuarzo monocristalino).

En cuanto a la muestra Jk\_04, debido a su origen volcánico, fue empleado un conteo modal de 350 puntos con el fin de reconocer la composición porcentual de esta roca, la cual estaba constituida por cristales y fragmentos de cristales, matriz vítrea y fragmentos de roca.

Para determinar la composición modal de las areniscas (JK\_03-05 y JKA\_01-02), se establecieron 12 categorías (Tabla 3) con el fin de identificar y distinguir los constituyentes del armazón de las rocas.

Código	Nombre	Descripción
Qm	Cuarzo monocristalino	Granos de cuarzo con caras limpias que presentan extinción recta u ondulatoria.
Qpf	Cuarzo policristalino foliado	Granos de cuarzo con microcristales alargados, orientados y contactos suturados.
Qpd	Cuarzo policristalino difuso	Granos de cuarzo con presencia de microcristales equidimensionales y con contactos suturados.
Qc	Chert	Cuarzo microcristalino de origen sedimentario.
Plg	Plagioclasa	Cristales subhedrales, en general maclados, zonados y alterados a calcita, sericita y epidota
K	Feldespatos	Cristales subhedrales, con apariencia terrosa en nicoles paralelos
Lvh	Lítico volcánico	Fragmentos con textura porfídica, caracterizados por cristales embebidos en matriz de grano más fino
Ls	Lítico sedimentario	Fragmentos de grano muy fino, redondeados y presentan tonalidades oscuras en nicoles paralelos
Lm	Lítico metamórfico	Fragmentos con granos finos mostrando una foliación preferencial
M	Micas	Cristales alargados con extinción ojo de pajar, a veces deformados
Anf	Anfíbol	Cristales subhedrales con clivaje marcado y pleocroísmo
Epi	Epidota	Granos incoloros con alto relieve y alta birrefringencia
Op	Opacos	Cristales anhedrales a subhedrales

**Tabla 3.** Código de conteos aplicados en el análisis petrográfico.

Con el fin de complementar la interpretación de la proveniencia se identificaron y clasificaron los granos de cuarzo en 4 categorías (Tabla 4), en función del carácter de la extinción y la policristalinidad (Basu et al., 1975).

<b>Código</b>	<b>Tipo de grano</b>
Q <sub>2-3</sub>	Cuarzo policristalino con 2 o 3 granos
Q <sub>&gt;3</sub>	Cuarzo policristalino con más de 3 granos
Q <sub>rec</sub>	Cuarzo monocristalino con extinción recta
Q <sub>ond</sub>	Cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria

**Tabla 4.** Códigos de conteos aplicados en el análisis petrográfico para los tipos de cuarzo.

## **7.6 Fase 6 – Análisis e integración de resultados**

Una vez los montajes de minerales densos y las secciones delgadas de las rocas sedimentarias fueron analizadas, se inició con el análisis e integración con los resultados que cada uno de los métodos.

### **7.6.1 Minerales densos**

Los minerales densos son útiles en los estudios de sedimentación relacionados con el levantamiento tectónico, ya que la evolución y los episodios de exhumación de cinturones orogénicos se reflejan en los sedimentos acumulados en una cuenca sedimentaria. Estos minerales ayudan a determinar su procedencia, incluyendo la naturaleza y el carácter de las áreas fuente (Mange y Maurer, 1992). Es por lo anterior, que conocer la variación de la concentración de estos minerales a lo largo de la sección ubicada en la quebrada La Táparo es determinante para saber el contexto tectónico que tuvo lugar entre la acumulación de las formaciones Amagá y Combia.

El conteo de granos fue planteado en un gráfico de distribución porcentual de la aparición de los minerales posicionados estratigráficamente (Figura 16) con el fin de mostrar el cambio de estos a lo largo de la acumulación de las formaciones.



Subsecuentemente, se halló el Índice Zircón – Turmalina – Rutilo (ZTR) para poder conocer cuantitativamente el grado de modificación o madurez mineralógica de los ensambles de minerales densos en cada una de las muestras, y así poder entender si estos sufrieron un alta o baja meteorización física y/o química antes de su acumulación (Hubert, 1962). El Índice ZTR es el porcentaje del conjunto de granos de zircón, turmalina y rutilo entre el total de minerales transparentes, no opacos, micáceos y autigénicos (Hubert, 1962).

### 7.6.2 Petrografía

El estudio de las propiedades y composición de las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de factores como la actividad tectónica, clima, relieve, litología del área fuente; además de la caracterización del ambiente de acumulación (Folk, 1974). Dado lo anterior, obtener las características texturales y los resultados de los conteos modales en cada una de las muestras analizadas es importante para determinar el contexto tectónico mencionado en el ítem anterior.

Los resultados se normalizaron por los porcentajes de los constituyentes del armazón, para lo cual se establecieron 4 categorías para las areniscas: cuarzo total, cuarzo monocristalino, feldespatos y líticos totales (Tabla 5) para luego ser clasificadas en los diagramas ternarios QtFL propuesto por Folk (1974), QtFLt y QmFLt propuestos por Dickinson (1985), además de clasificar la naturaleza de los cuarzoes en el diagrama propuesto por Basu et al. (1975).

Código	Nombre	Normalización
Qt	Cuarzo total	$(Q_m + Q_{pf} + Q_{pd}) * 100 / \text{Total conteo}$
Qm	Cuarzo monocristalino	$(Q_m) * 100 / \text{Total conteo}$
F	Feldespatos	$(Plg + K) * 100 / \text{Total conteo}$
Lt	Líticos totales	$(L_{vh} + L_s + L_m) * 100 / \text{Total conteo}$

**Tabla 5.** Parámetros de normalización en porcentajes para los constituyentes del armazón de las areniscas.

Para la muestra JK\_04 se establecieron 3 categorías: cristales y fragmentos de cristales, matriz vítrea y fragmentos de roca (Tabla 6) para ser posteriormente ser clasificada en el diagrama ternario propuesto por Schmid (1981).

Nombre	Conteo	Normalización
Matriz	Matriz coloración café	$(\text{Conteo de matriz}) * 100 / \text{Total conteo}$
Cristales	Plg + Anf(Hbl) + Grt	$(\text{Plg} + \text{Anf}(\text{Hbl}) + \text{Grt}) * 100 / \text{Total conteo}$
Líticos	Lvh + Ls	$(\text{Lv} + \text{h} + \text{Ls}) * 100 / \text{Total conteo}$

**Tabla 6.** Parámetros de normalización en porcentajes para los constituyentes del armazón de la muestra JK\_04.

## 7.7 Fase 7 – Resultados

Una vez graficados e interpretados los resultados del conteo de los minerales densos y el conteo modal de la petrografía, se concluyó acerca del contexto tectónico que tuvo lugar entre la acumulación de las formaciones Amagá y Combia.

## 8 MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se caracteriza por encontrarse dentro de una región donde se produjeron fenómenos de tectonismo, magmatismo, metamorfismo y sedimentación asociados a una subducción continua de gran magnitud, producto de la unión triple donde han interactuado las placas Caribe, Nazca y Suramérica desde el Mioceno (Kennan y Pindell, 2009). Los eventos más antiguos registrados alrededor de la zona de estudio se desarrollaron a lo largo del Paleozoico, caracterizados por un metamorfismo dentro de un margen continental activo y la posterior acumulación de sedimentos durante el Cámbrico-Ordovícico (?) (Dunia, 2005). Seguido a estos, ocurrieron una serie de plutones generados por procesos magmáticos entre el Pérmico-Triásico encontrados en la Cordillera Central que afectaron el basamento metamórfico (Kennan y Pindell, 2009). Sin embargo, los procesos a considerarse en el presente trabajo son aquellos destacados a partir del Cretácico, relacionados con magmatismo, subducción-acreción y sedimentación.

Durante el Cretácico inferior se formó una cuenca marginal con generación de corteza oceánica, en la cual se acumuló la secuencia vulcano-sedimentaria del Complejo Quebradagrande, cuenca que separó el basamento metamórfico representado actualmente por el Complejo Cajamarca y el Complejo Arquía (Nivia, 1996). Paralelamente a estos eventos se desarrolló el sistema de fallas Romeral que constituye el contacto entre los complejos Quebradagrande y Cajamarca (Maya y González, 1995). En el Cretácico superior se acumularon las unidades del Grupo Cañasgordas en un ambiente de arco de islas, sobre la corteza oceánica y lejos del margen continental (Dunia, 2005), que según Nivia (1996) se unieron al margen continental durante el Eoceno inferior, generando así la falla Cauca-Almaguer.

Posteriormente, los movimientos transpresivos a través del sistema de fallas Romeral, generaron la formación de cuencas *pull-apart* que permitieron la acumulación de sedimentos continentales durante el Mioceno inferior a medio (Toussaint y Restrepo, 1989), pertenecientes a las secuencias de sedimentos continentales de gran espesor de la Formación Amagá (Grosse, 1926; González, 1980; Sierra et al., 2011; Van der Hammen, 1958).

Los movimientos tectónicos desarrollados desde el Mioceno medio favorecieron la integración del Bloque Chocó, derivado de Centroamérica, al occidente de Colombia mediante la Falla de Uramita (Duque-Caro, 1990), dando origen al intenso magmatismo de arco continental donde tuvo lugar la sucesión volcánica de la Formación Combia y el emplazamiento de las Rocas Hipoabisales Porfídicas asociadas en la secuencia de la Formación Amagá (Dunia, 2005).

## **9 GEOLOGÍA LOCAL**

Las unidades litológicas que afloran a lo largo de la zona de estudio se enmarcan en la cuenca Amagá, limitada por el sistema de fallas Cauca-Romeral, el cual sitúa en contactos fallados rocas de diferentes características y edades descritas a continuación (Sierra y Marín, 2011) (Figura 6).

La unidad más antigua aflora hacia el noroeste y este de la zona de estudio (Calle y González, 1980), constituida por un conjunto de rocas meta-sedimentarias y meta-volcánicas, incluyendo esquistos verdes y grafitosos, neises y cuarcitas que

componen el Complejo Cajamarca. Este complejo representa el basamento de la Cordillera Central (Maya y González, 1995) y ha sido asignada a edades desde el Precámbrico y Cámbrico hasta el Triásico tardío y Jurásico (Villagómez et al., 2011).

El Stock de Amagá aflora hacia el noreste del área en cuestión, este es un plutón de cuarzomonzonita a granodiorita, datado por Vinasco (2004) del Triásico superior, con aproximadamente 227 Ma. Inicialmente fue nombrado por Grosse (1926) en referencia a series de plutones pequeños encontrados a lo largo de las laderas occidentales de la Cordillera Central.

Igualmente, hacia el noreste aflora la unidad designada como Diorita de Pueblito, de edad triásica media (Vinasco, 2001), compuesta por rocas intrusivas de composición diorítica principalmente, pero que presenta variaciones a granodiorita, tonalita y gabro (Calle y González, 1980).

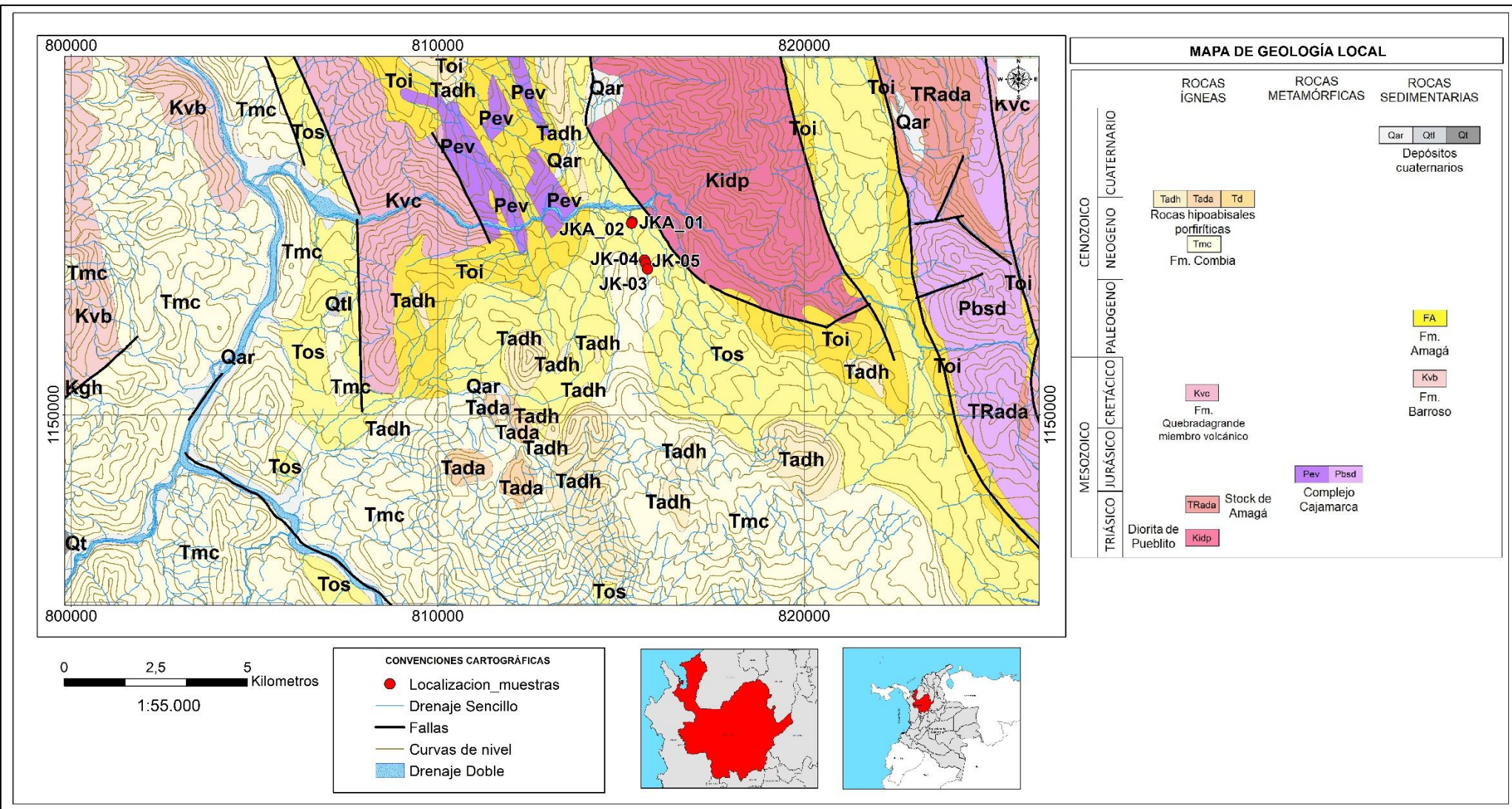
El Cretácico temprano se encuentra representado por una serie de rocas vulcano-sedimentarias que afloran hacia el este y oeste de la zona, compuestas principalmente por un conjunto ofiolítico de rocas ultramáficas, gabros, dioritas, areniscas y rocas piroclásticas que son descritas por Botero (1963) y González (1980) como Miembro Volcánico del Complejo Quebradagrande.

La Formación Barroso, asignada al Cretácico superior (Álvarez y González, 1978; Restrepo y Toussaint, 1976; González, 1993) se encuentra constituida por un conjunto de rocas volcánicas básicas (flujos de basaltos, aglomerados, tobas) del Grupo Cañasgordas y aflora hacia el oeste de la zona de estudio.

La Formación Amagá y la Formación Combia, objetos de estudio del presente proyecto, afloran a lo largo de la quebrada La Táparo. La Formación Amagá se encuentra constituida por rocas sedimentarias continentales como areniscas, lodolitas y conglomerados de origen fluvio-lacustre de edad Eoceno-Oligoceno (Grosse, 1926; González, 1980; Sierra et al., 2011; Van der Hammen, 1958) y se encuentra suprayacida discordantemente por la Formación Combia, unidad vulcano-sedimentaria del Mioceno tardío-Plioceno (Ramírez, et al., 2006) conformada por un miembro volcánico que presenta brechas aglomeráticas,

derrames basálticos y diques andesíticos, y uno sedimentario que consta de conglomerados, brechas, areniscas y arcillolitas (Grosse, 1926; Calle y González, 1980). Asimismo, de edad miocena, afloran al oeste y sur de la zona de estudio las Rocas Hipoabisales Porfídicas, de composición andesítica principalmente (Weber et al., 2019).

Finalmente, el Cuaternario se presenta cubriendo parte de las formaciones anteriormente mencionadas en forma de depósitos de vertientes y aluviales, localizados en zonas cercanas a las laderas y a lo largo de los cauces principales como el Río Cauca, quebrada La Sinifaná, entre otros (Calle et al., 1984).



**Figura 6.** Mapa de la geología local, ubicación de la sección estratigráfica y muestras obtenidas.

## 10 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

De acuerdo con Calle y González (1980), la zona de estudio se encuentra influenciada por fallas con dirección N-NW, asociadas al Sistema de fallas Cauca-Romeral, cuya actividad en el Oligoceno-Mioceno generó la cuenca *pull-apart* donde se emplazaron las formaciones Amagá y Combia (Sierra 1994). Este Sistema de fallas es una de las estructuras más importantes dentro de la región Norandina, pues marca el límite entre las rocas pre-cretácicas del basamento continental al este y el basamento cretácico oceánico al oeste (Aspden y Litherland, 1992). Asociadas al sistema de Fallas Cauca-Romeral se incluyen las fallas San Jerónimo, Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer.

La Falla San Jerónimo marca el límite occidental del Complejo Cajamarca y se considera de carácter inverso con buzamiento hacia el este (Grosse, 1926). Por otro lado, Maya y González (1995) le atribuyen un desplazamiento de rumbo debido al marcado contraste litológico a lo largo de su extensión. En el límite oriental del Complejo Arquía y occidental de la Formación Quebradagrande se encuentra la Falla Silvia-Pijao (Grosse, 1926). La Falla Cauca-Almaguer, inversa con componente lateral izquierdo, marca el límite occidental del Complejo Arquía (Maya y González, 1995) y según Grosse (1926) ésta corresponde al contacto entre las rocas metamórficas más occidentales de la Cordillera Central y las rocas volcánicas de la Formación Barroso.

Finalmente, fallas locales asociadas al Sistema de fallas Cauca-Romeral como Piedecuesta y Amagá (inversas) marcan los límites entre la Formación Amagá con el Stock de Amagá, y la Diorita de Pueblito con la Formación Amagá, respectivamente (Grosse, 1926).

## 11 ESTRATIGRAFÍA

El foco de esta investigación se centra principalmente en la transición entre el Miembro Superior de la Formación Amagá y el Miembro Sedimentario de la Formación Combia (Figura 7), sin embargo, con el fin de mostrar un contexto de la zona se describen completamente las formaciones mencionadas a continuación.

### 11.1 Formación Amagá

El término Formación Amagá fue inicialmente asignado por González (1980) al Terciario Carbonífero de Antioquia, que fue definido por Grosse (1926) como un conjunto de rocas sedimentarias continentales localizadas entre la Cordillera Central y la Cordillera Occidental, cubriendo un área de 400 km<sup>2</sup>, y que se extienden 70 km<sup>2</sup> entre el municipio de Amagá y el sur del municipio de Valparaiso. Se encuentra compuesta por rocas silíceas intercaladas con mantos de carbón, acumuladas dentro de un ambiente fluvial en una cuenca *pull-apart* tectónicamente controlada (Sierra y Marín-Cerón, 2011).

De acuerdo con trabajos anteriores, la Formación Amagá yace inconformemente sobre el basamento metamórfico paleozoico de la Cordillera Central, y está discordantemente suprayacida por la sucesión volcánicoclástica del Cenozoico tardío de las formaciones Combia e Írra (Guzmán, 1991; Guzmán y Sierra, 1984; Hernández, 1998; Murillo, 1998).

La Formación Amagá se encuentra en contacto fallado con el Stock de Amagá de edad triásica y con las sucesiones cretácicas de rocas vulcano-sedimentarias y uñificas, pertenecientes al Complejo Quebradagrande y al Grupo Cañasgordas, respectivamente (Silva, 2008), y cuya descripción se realizó en el inciso anterior.

Inicialmente Grosse (1926) subdivide la actual Formación Amagá en los pisos superior, medio e inferior y reporta palinomorfos de edades eocenas-oligocenas para este último, sin embargo, Van Der Hammen (1958), registra palinomorfos de edades más recientes, que datan Oligoceno-Mioceno para el piso inferior. Posteriormente, basado en los pisos propuestos por Grosse (1926), González (1976) subdivide la Formación Amagá en tres miembros, teniendo en cuenta el contenido de cañón y las características petrográficas. Finalmente, Sierra et al. (2001), basándose en asociaciones de facies y características petrográficas la subdivide en los miembros Inferior, que registra edades del Eoceno Medio (Sierra et al., 2011), y superior para el que se proponen edades del Mioceno tardío basadas



en los depósitos de 10-7 Ma que yacen sobre la Formación Amagá (Leal-Mejía, 2011).

#### **11.1.1 Miembro Inferior**

El Miembro Inferior de la Formación Amagá, en las secciones Sinifaná y Mina Palomos (Silva, 2008) presenta 294 m de espesor aproximadamente, compuestos por areniscas de grano fino a medio, capas de lodolitas masivas de color gris-verdoso e intercalaciones de mantos de carbón. Este miembro se subdivide en dos unidades, la primera (Unidad 1) exhibe una asociación de facies típica de ríos trezados, mientras que la segunda (Unidad 2), yace sobre la unidad 1, y evoluciona a una asociación de facies característica de ríos meándricos con depósitos de canales meándricos (Correa y Silva, 1999; Sierra et al., 2004; Silva, 2008).

#### **11.1.2 Miembro Superior**

Con un espesor de 228 m en la sección El Cinco-Venecia (Correa y Silva, 1999; Sierra et al., 2004; Silva, 2008), el Miembro Superior de la Formación Amagá se encuentra constituido principalmente por areniscas masivas y capas de carbón (1 m aprox.) intercaladas con lodolitas verdosas (Silva, 2008). Este miembro se subdivide, igualmente en dos unidades (Unidad 3 y Unidad 4), la Unidad 3 presenta ambientes sedimentarios asociados con ríos meándricos hacia la base que evolucionaron a ambientes sedimentarios asociados con ríos trezados hacia el tope, lo que conforma a la Unidad 4 (Silva, 2008).

#### **11.2 Formación Combia**

La Formación Combia fue definida dentro de “El Terreno de Cubierta Neoterciario” como “Neoterciario Volcánico” y “Neoterciario Sedimentario” por Grosse (1926), donde la describe generalmente como un conjunto de facies predominantemente volcánicas, pero con un componente sedimentario. Principalmente se encuentra constituida por: “conglomerados, areniscas, arcillas pizarrosas, conglomerados tobáceos, areniscas tobáceas, tobas, tobas densas, tobas de cristales, de cenizas y aglomerados, derrames basálticos y andesíticos” (Grosse, 1926).

Esta Formación, del Mioceno tardío-Plioceno (Ramírez, et al., 2006) representa los episodios iniciales del vulcanismo cenozoico que tuvo lugar en el bloque noroccidental de Colombia (Marriner y Millward, 1984), y que según Jaramillo (1976), se encuentra relacionada a un marco tectónico distensivo, donde se desarrolló un vulcanismo de tipo efusivo y explosivo que generó el material lávico y piroclástico de composición toleítica y calcoalcalina.

Con base en la litología, González (1980), divide la Formación Combia en un Miembro Volcánico y un Miembro Sedimentario haciendo referencia al conjunto de facies descritas por Grosse (1926).

#### **11.2.1 Miembro Volcánico**

El Miembro Volcánico se compone principalmente de derrames basálticos, conglomerados de matriz tobea, aglomerados y tobas. La mayoría de los derrames basálticos se presentan como basaltos feldespáticos porfídicos, augíticos y vesiculares, mientras que, en los conglomerados, la matriz está compuesta por cuarzo, feldespato y minerales ferromagnesianos como augita, hornblenda y biotita, por lo que se le atribuye el término de “matriz tobea”. Los aglomerados se conforman de clastos angulares a subangulares de rocas volcánicas, con matriz verdosa de composición andesítica y, fragmentos de piroclastos y vidrio constituyen las tobas amarillentas localizadas en la desembocadura de río Amagá o Cauca (González, 1980).

#### **11.2.2 Miembro Sedimentario**

Las rocas sedimentarias que se registran en el Miembro Sedimentario constan de sedimentos con aporte de material volcánico y se superponen en discordancia erosiva a los distintos miembros de la Formación Amagá, representando variaciones faciales importantes, que indican la variedad de ambientes sedimentarios como fluviales y lacustres en los que se desarrolló este Miembro (Grosse, 1926; González, 1980). Litológicamente lo constituyen niveles de conglomerados interestratificados con capas de brechas sedimentarias, areniscas de grano fino a medio y arcillolitas (González, 1976). Los conglomerados y brechas se diferencian de aquellos en el Miembro Superior de la Formación Amagá debido a la presencia de

clastos basálticos y andesíticos (a veces granatíferos), también se encuentran tobas, areniscas y arcillolitas. Las areniscas presentes son esencialmente cuarzosas y líticas, estas últimas con fragmentos provenientes de la Formación Amagá (González, 1980; González, 2001).

## **12 RESULTADOS**

### **12.1 Sección estratigráfica de la quebrada La Táparo**

Hacia la base de la sección estratigráfica en la quebrada La Táparo se encuentran limolitas y areniscas de grano fino a medio con laminación cruzada y planoparalela, intercaladas con capas de lodolitas pertenecientes a la Formación Amagá, seguidas de un cubierto de gran espesor. Posteriormente se presentan capas de areniscas intercaladas con conglomerados entre las formaciones Amagá y Combia y, finalmente, hacia el tope se encuentran una capa de ignimbrita y areniscas intercaladas con conglomerados de gran espesor, pertenecientes a la Formación Combia (Figura 7). Según el análisis paleoambiental realizado por Corena y Moreno (en preparación) dichas formaciones se depositaron en ambientes fluviales de ríos meándricos y trenzados en un ambiente volcánico, evidenciado en la sección por la presencia de ignimbrita correspondiente a la muestra JK\_04.

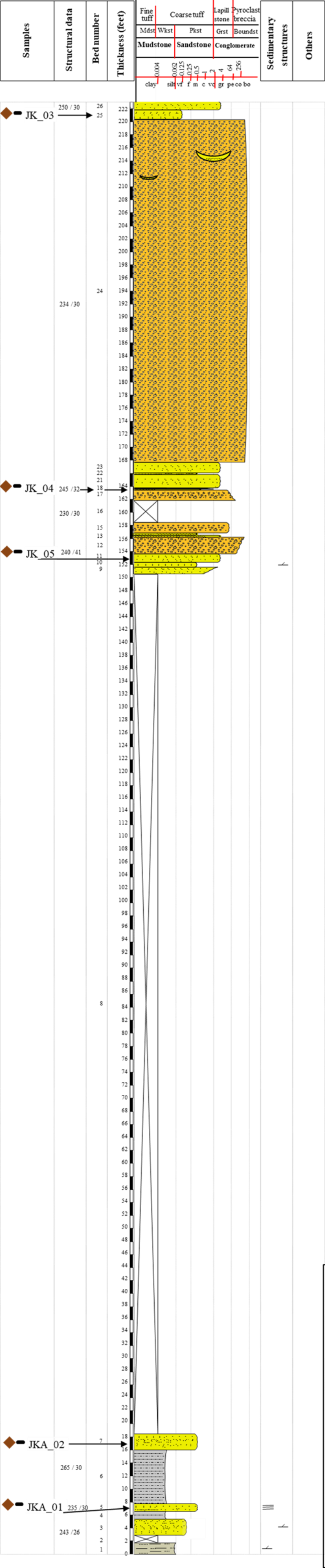


Figura 7. Sección estratigráfica de la sección de la quebrada La Táparo (Tomada de Corena y Moreno, en preparación).

## 12.2 Petrografía

Se analizaron un total de cinco secciones delgadas, cuatro areniscas y una ignimbrita, pertenecientes a las formaciones Amagá y Combia, localizadas en la sección de la quebrada La Táparo (Tabla 2).

En general, el tamaño de grano de las areniscas varía de 0,2 a 0,6 mm y presentan formas angulares a sub-redondeados. Se caracterizan por tener bajo contenido de matriz (5-10%) y por poseer contactos completos y puntuales (Figura 8 a, b y c).

En cuanto a los tipos de cuarzo (Basu et al., 1975), las muestras se caracterizan por presentar un mayor contenido de cuarzos monocristalinos, seguido de granos policristalinos con más de 3 cristales y en menor proporción, policristalinos con 2 o 3 cristales. De acuerdo con su extinción, más del 45% de estos presentan extinción recta, a diferencia de la muestra JKA\_01, donde el 30,1% presentan extinción ondulatoria (Tabla 7; Figura 8 d, e y f).

Muestra	Tipos de cuarzo (%)			
	Q <sub>2-3</sub>	Q <sub>&gt;3</sub>	Q <sub>rec</sub>	Q <sub>ond</sub>
JK_03	8,25	20,62	45,36	25,77
JK_05	5,09	17,19	46,49	31,21
JKA_02	1,84	12,90	56,22	29,03
JKA_01	6,16	36,30	27,39	30,13

**Tabla 7.** Conteo modal normalizado para los tipos de cuarzo presentes en las muestras de la sección de la quebrada La Táparo.

En términos composicionales (Tabla 8), el componente más abundante hacia la base y parte media de la sección es el cuarzo, seguido de fragmentos líticos y en menor cantidad (5 – 14,5%) feldespato. En el tope de esta, los más abundantes son los fragmentos líticos, seguido de cuarzo y feldespato (11,1%).

Muestra	Armazón (%)			Clasificación litológica
	Qt	F	Lt	
JK_03	30,8	11,1	58,1	Litoarenita
JK_05	51,8	14,5	33,7	Litoarenita feldespática
JKA_02	67,6	5,3	27,1	Litoarenita
JKA_01	40,8	5,6	53,6	Litoarenita

**Tabla 8.** Conteo modal normalizado del armazón de las muestras de la sección de la quebrada La Táparo. Clasificación composicional basada en Folk (1974).

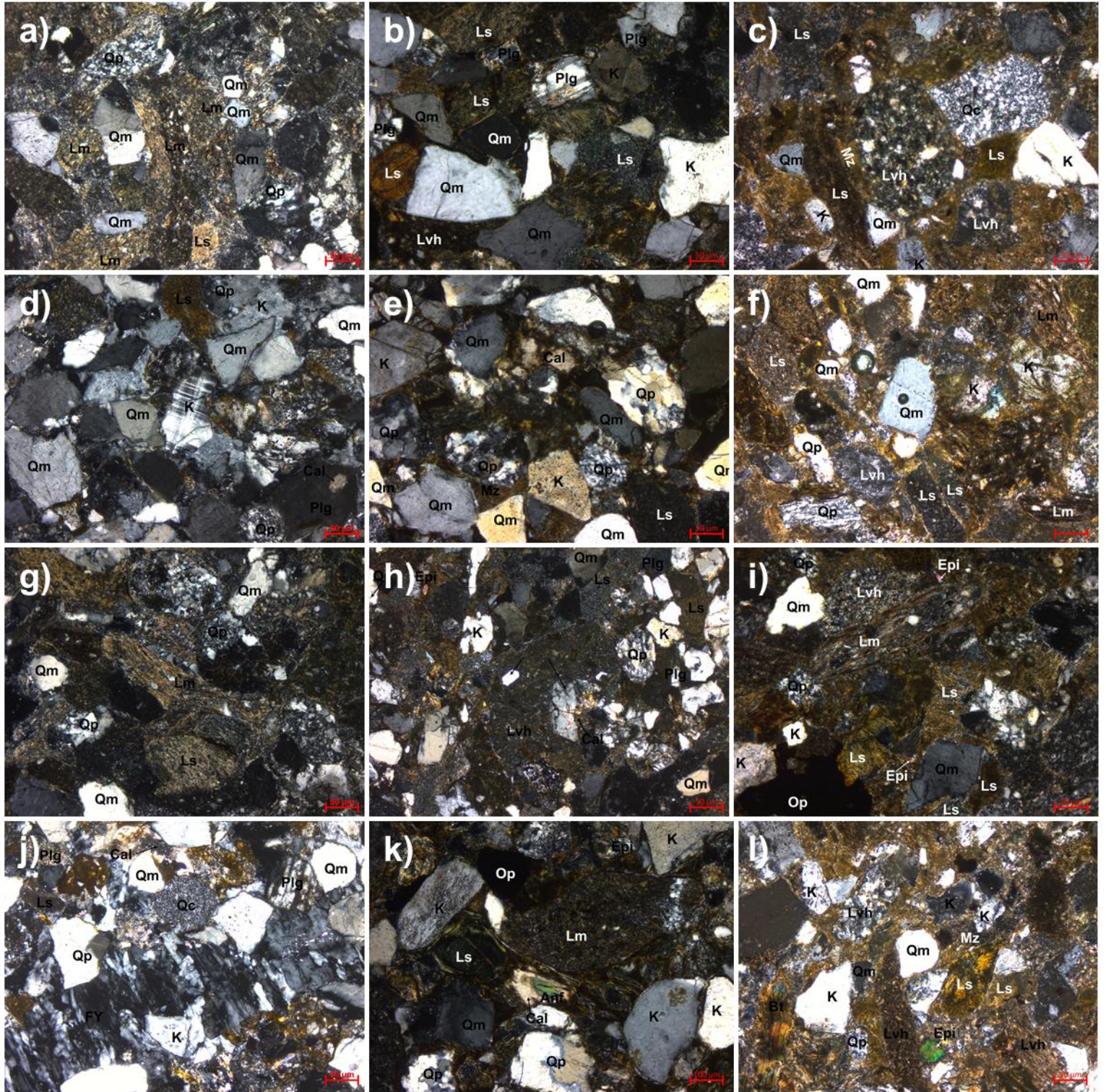
El contenido de fragmentos líticos en la Formación Amagá (JKA\_01 y JKA\_02) está constituido en su mayoría por fragmentos sedimentarios (rocas de grano fino y chert) y en menor proporción metamórficos (esquistos micáceos con textura augen); los fragmentos volcánicos no fueron registrados. En la muestra ubicada entre estas formaciones (JK\_05) se evidencian fragmentos volcánicos y en la Formación Combia un aumento de estos, y al igual que las muestras anteriores, fragmentos metamórficos en menor proporción (Figura 8 g, h e i).

El porcentaje de matriz que presentan las muestras de la Formación Amagá es muy bajo (<5%). Dentro de los minerales accesorios se encuentran micas, además, la muestra JKA\_02 presenta calcita actuando como cemento y reemplazamiento de minerales y múltiples fracturas rellenas de yeso (Figura 8 j).

Asimismo, el porcentaje de matriz en la muestra perteneciente a la Formación Combia es bajo (<10%). Como mineral accesorio se encuentran micas de coloración café, probablemente biotita y otras de incoloras (moscovitas), además de epidota (Figura 8 l).

A diferencia de las muestras anteriores, como se muestra en la Figura 8 k, correspondiente a la muestra ubicada entre las formaciones (JK\_05), esta presenta un porcentaje mayor de matriz (<20%). Como mineral accesorio se encuentra el anfíbol, el cual se encuentra alterado a calcita. La calcita y epidota, se presentan como minerales de alteración de las plagioclasas.



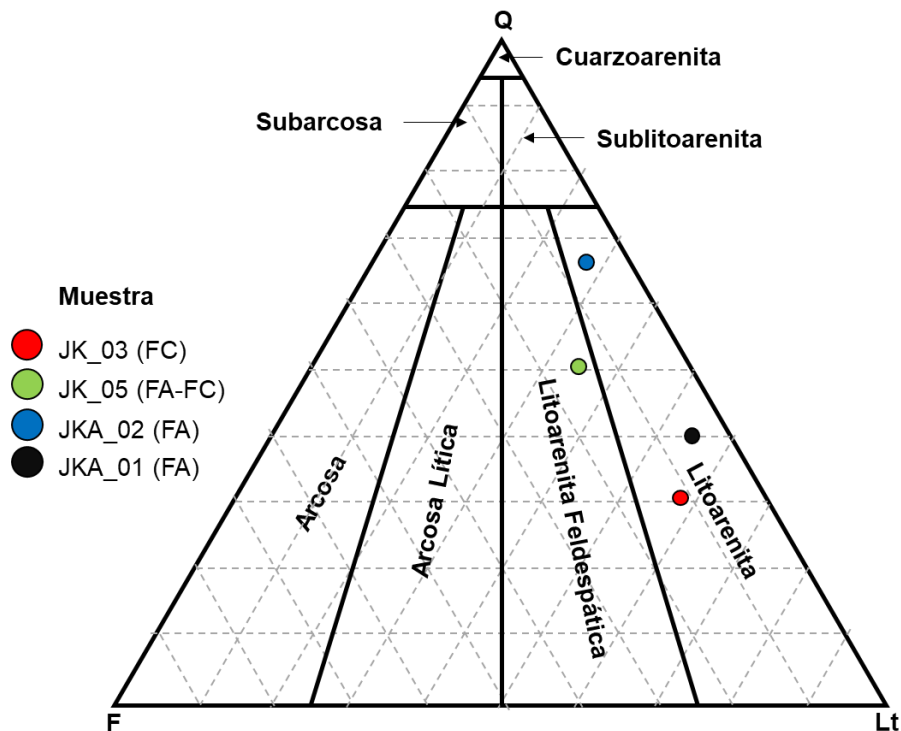


**Figura 8.** Microfotografías de las muestras pertenecientes al Miembro Superior de la Formación Amagá (JKA\_01 (a) y JKA\_02 (d, g y j)), Miembro Sedimentario de la Formación Combia (JK\_03 (c, f, i y l)) y a la ubicada entre estas formaciones (JK\_05 (b, e, h y k)). Presentan cuarzo monocrystalino (Qm), policristalino (Qp) y chert (Qc),



plagioclasas (plg), feldespato potásico (K), opacos (Op), líticos metamórficos (Lm), sedimentarios (Ls) y volcánicos (Lv<sub>h</sub>). La calcita (cal) y algunas epidotas (Epi) se muestran como minerales de alteración de plagioclasas. La epidota (Epi) también se evidencia como mineral accesorio junto con la biotita (Bt) y anfíbol (Anf), este último presenta alteración a calcita. Además, se muestra una fractura rellena de yeso (FY).

De acuerdo con la clasificación planteada por Folk (1974), las rocas del miembro superior de la Formación Amagá (FA) y el Miembro Sedimentario de la Formación Combia (FC) se clasifican como litoarenitas y la ubicada entre estas formaciones (FA-FC) como litoarenita feldespática (Figura 9).



**Figura 9.** Clasificación composicional de las secciones delgadas de las muestras obtenidas en la sección de la quebrada La Táparo basada en Folk (1974).

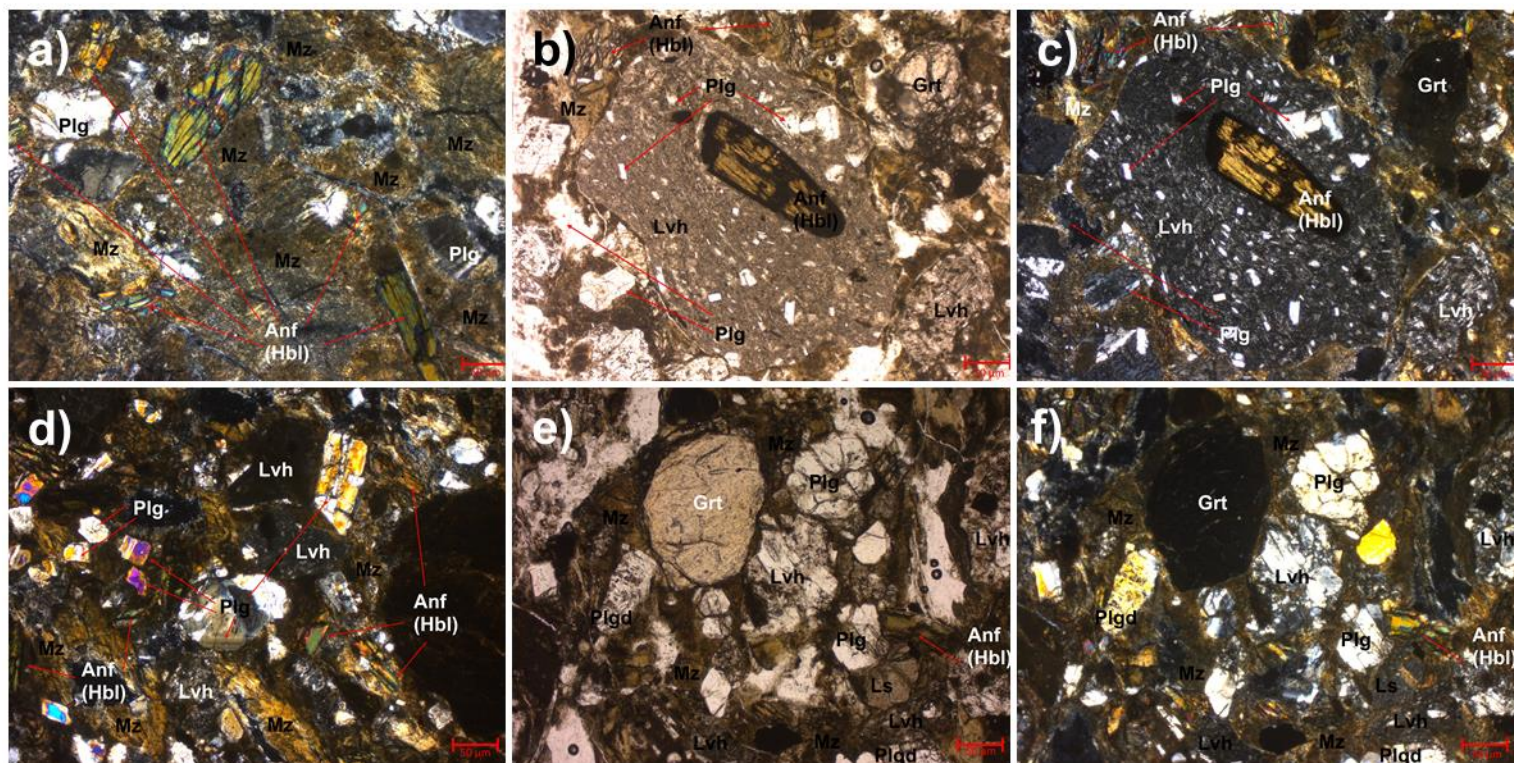
La muestra JK\_04 está compuesta principalmente por matriz vítrea, seguido de líticos volcánicos, cristales de plagioclasa, anfíbol y granate, y en una menor proporción fragmentos líticos sedimentarios y cristales de cuarzo (Tabla 9).



Muestra	Armazón (%)							Clasificación litológica
	Mz	Lvh	Anf(Hbl)	Plg	Grt	Ls	Qm	
JK_04	41,6	23,3	15,7	15,4	1,1	2,2	0,5	Ignimbrita vítrea y de cristales

**Tabla 9.** Conteo modal normalizado del armazón de la muestra JK\_04 perteneciente a la Formación Combia. Clasificación composicional basada en Schmid (1981).

La matriz presente en esta muestra es de carácter criptocristalina y de coloración café clara a oscura en nicoles paralelos. En nicoles cruzados presenta alta birrefringencia (Figura 10 a).



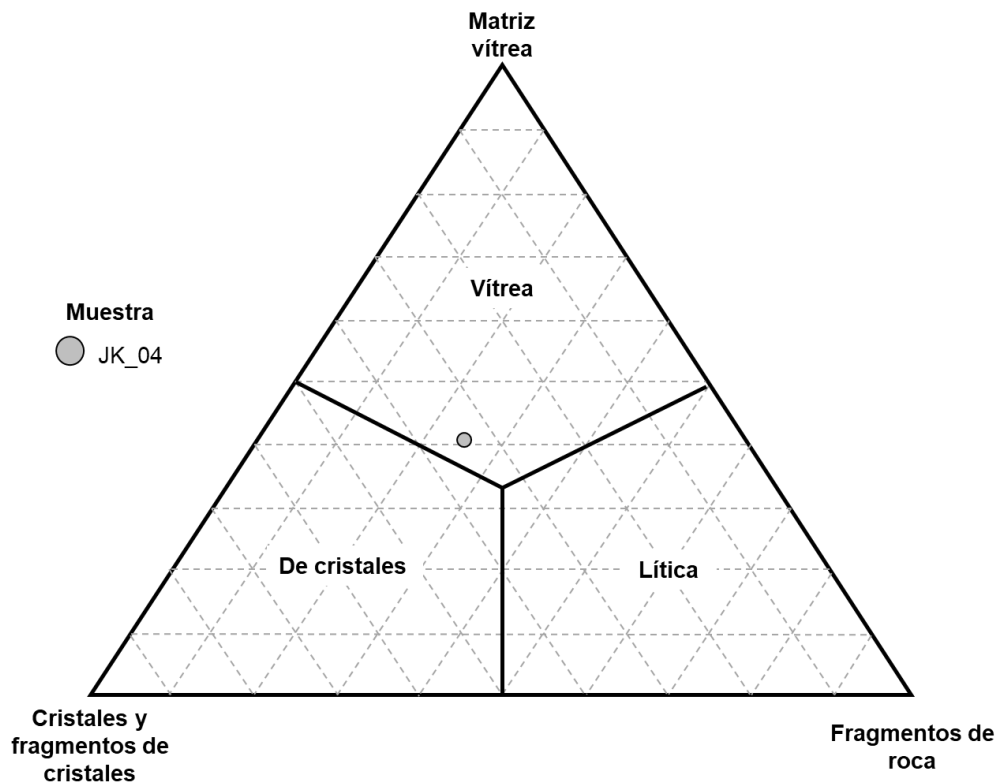
**Figura 10.** Microfotografía de la muestra JK\_04 perteneciente a la Formación Combia (b – c y c – f corresponden microfotografías en nicoles paralelos y cruzados, respetivamente). Presenta fragmentos líticos volcánicos que contienen microfenocristales de anfíbol (hornblenda), opacos y plagioclasas, embebidos en una matriz que varía de microcristalina (plagioclasas) a criptocristalina. Esta muestra se caracteriza por su alto contenido de matriz (Mz) que embebe cristales

de anfíboles (Anf (Hbl)), plagioclasas (Plg) y granates (Grt) euhedrales a subhedrales. Algunas de las plagioclasas exhiben textura *sieve*.

Los fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios presentan formas redondeadas a subangulares y tamaños entre 1 – 2,1mm. Los primeros se caracterizan por presentar microfenocristales de anfíbol (hornblenda), opacos y plagioclasas, embebidos en una matriz que varía de microcristalina (plagioclasas) a criptocristalina. Los microfenocristales de anfíbol y plagioclasas presentan textura cumulítica, además de exhibir bordes de oxidación y textura *sieve*, respectivamente (Figura 10 b y c). Los fragmentos sedimentarios presentan coloración café, que probablemente es producto de la interacción de estos con la matriz.

Los cristales y fragmentos de cristales de anfíbol (hornblenda), plagioclase, granate y cuarzo se caracterizan por ser euhedrales a subhedrales con tamaños entre 0,2 – 1,2 mm, estar rotos y fracturados (Figura 10 d, e y f). El contenido porcentual de cuarzo es de 0,56%, que, en comparación con las otras muestras, en donde el contenido de este es mayor a 30%, es muy bajo.

De acuerdo con la clasificación planteada por Schmid (1981), esta roca se clasifica como ignimbrita vítrea de cristales (Figura 11).



**Figura 11.** Clasificación composicional de la muestra JK\_04 perteneciente a la Formación Combia basada en Schmid (1981).

### 12.3 Minerales densos

En este inciso se describen las facies de minerales densos obtenidos a partir de los montajes realizados para cada una de las muestras recolectadas a lo largo de la sección (Tabla 10; Figura 7).

Código	Minerales	Porcentaje de minerales en cada muestra			
		JKA_01_2_NM	JKA_02_2_NM	JK_05_2_NM	JK_03_2_NM
Rt	Rutilo	0,05	2,57	0,10	0,00
Cr	Circón	4,00	13,11	3,30	4,67
Ap	Apatito	27,37	6,32	5,31	7,08
Ep	Epidota	1,79	4,37	1,30	2,41
Grt	Granate	0,94	3,90	0,40	2,19
Anf	Anfíbol (Hbl)	0,00	0,00	0,20	0,14
Tr	Turmalina	0,15	0,15	0,10	0,00

Cl-Zo	Clino-zoicita	2,74	2,57	1,50	2,41
Cld	Cloritoide	0,00	0,00	0,10	0,00
Fl	Filosilicato	0,42	1,01	0,10	0,00
Clr	Clorita	0,84	0,07	0,40	0,43
Esp	Espinela de cromo	0,05	0,00	0,00	0,00
Opl	Opacos I	8,54	12,80	24,24	15,34
OpII	Opacos II	2,47	9,36	5,21	21,18
OpIII	Opacos III	2,69	19,82	6,31	22,57
OpIV	Opacos IV	43,24	10,77	45,19	12,56
OpV	Opacos V	4,64	13,11	6,21	8,98
<b>Total</b>		100	100	100	100

**Tabla 10.** Conteo modal de los minerales densos encontrados en las muestras analizadas de la sección de la Quebrada la Taparo.

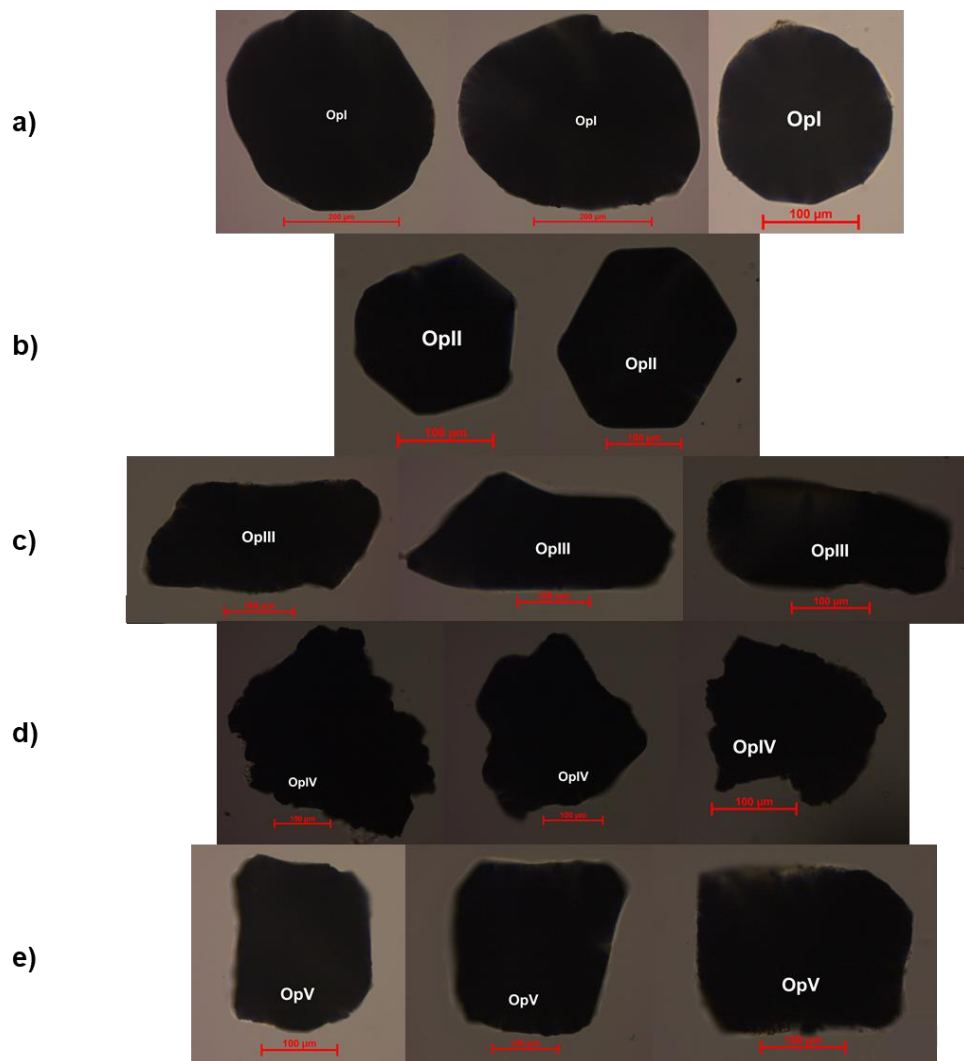
En general, las muestras presentaron una gran cantidad de minerales opacos con respecto a los no opacos. Dado que los primeros representaron entre el 60 y 80% del total de minerales contados (Tabla 11; Figura 13) fueron clasificados con base en su morfología, teniendo en cuenta factores como la angulosidad y redondez de los granos, los cuales son el producto de la abrasión y fracturamiento mecánico durante el transporte de los sedimentos.

<b>Muestra</b>	<b>Unidad Litoestratigráfica</b>	<b>% No opacos</b>	<b>% Opacos</b>	<b>Total</b>
JK_03	Formación Combia	19,35	80,64	100
JK_05	F.Amagá-F.Combia	12,82	87,17	100
JKA_02	Formación Amagá	34,11	65,88	100
JKA_01	Formación Amagá	38,39	61,60	100

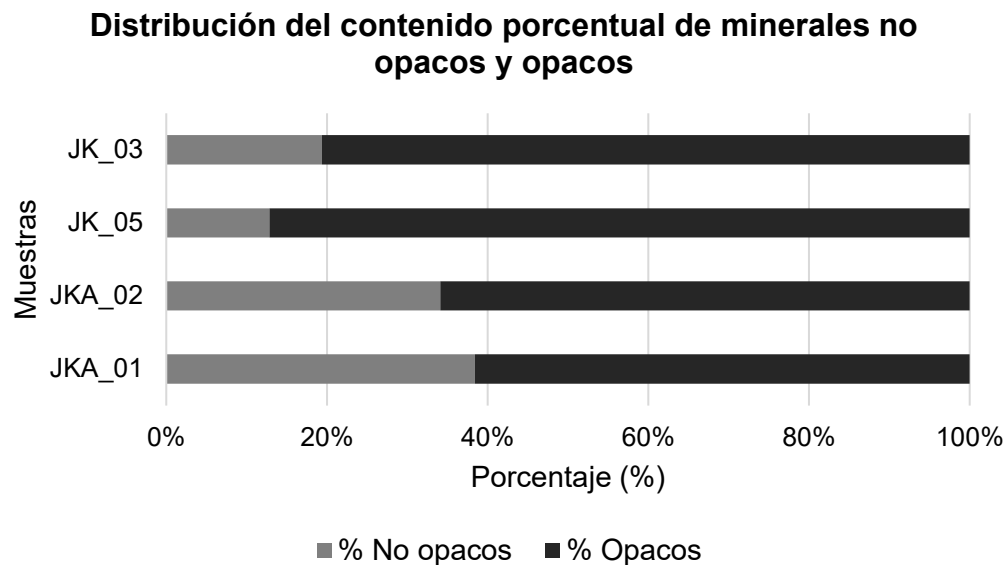
**Tabla 11.** División porcentual de los minerales no opacos y opacos de cada una de las muestras.

Se establecieron 5 categorías mostradas a continuación.

- Opacos I: Granos muy redondeados a redondeados con alta esfericidad (Figura 12a).
- Opacos II: Granos hexagonales que varían de euhedrales a subhedrales, con terminaciones bien formadas y redondeadas (Figura 12b).
- Opacos III: Granos tabulares con bordes redondeados a subangulares y terminaciones en punta (Figura 12c).
- Opacos IV: Granos de forma anhedral con bordes subredondeados a angulares (Figura 12d).
- Opacos V: Granos cuadrados con terminaciones subredondeadas a subangulares (Figura 12e).



**Figura 12.** Microfotografías de los opacos según su morfología. a) Opacos tipo I, b) opaco tipo II, c) opacos tipo III, d) opacos tipo IV y e) opacos tipo V.



**Figura 13.** Distribución porcentual de los minerales no opacos y opacos a lo largo de la sección.

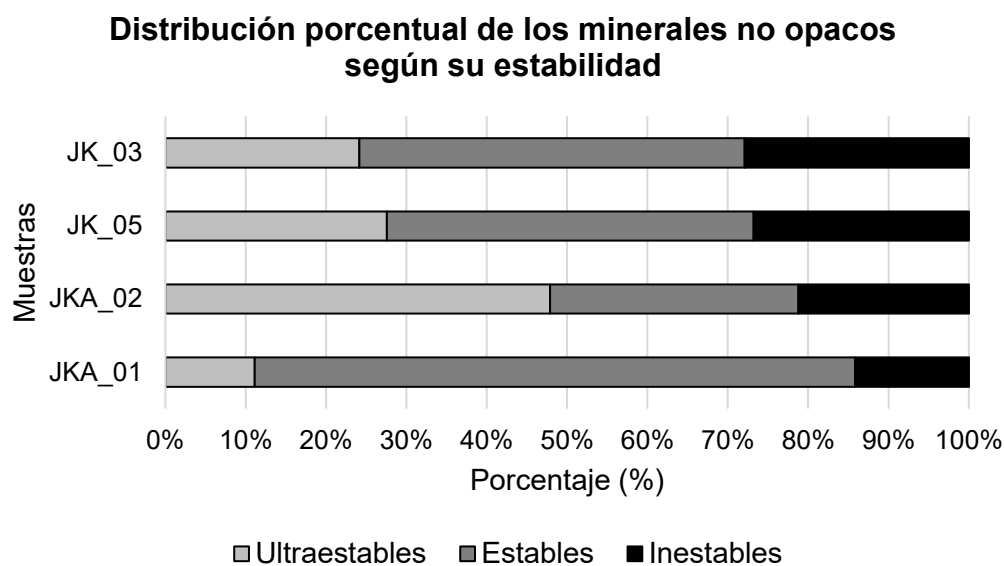
En la Figura 13 se puede observar que el contenido de minerales opacos en comparación con los no opacos es mayor, asimismo, se evidencia que hacia la base de la sección donde se encuentra la Formación Amagá (muestras JKA\_01 y JKA\_02) el contenido de estos es menor en comparación con el tope (Formación Combia).

Dado lo anterior y la dificultad de diferenciar los minerales opacos (magnetita, ilmenita, etc.) a través del microscopio petrográfico de luz transmitida, estos no son tenidos en cuenta para el posterior análisis de resultados, pero sí son descritos en esta sección.

Fueron identificados 12 minerales densos no opacos, lo cuales fueron clasificados teniendo en cuenta su estabilidad física y química en ultraestables, estables e inestables (Pettijohn et al., 1973; Tabla 12).

Como se puede observar en la Figura 14, hacia la base de la columna el porcentaje de minerales ultraestables es bajo (11,11%), pero en el tope de la Formación Amagá

(JKA\_02) se evidencia un aumento considerable de estos (47,87%), desde la cual tiende a disminuir hacia el final de la sección (Formación Combia). En cuanto a los minerales estables, son más abundantes hacia la base (74,72%), presentan una disminución en la muestra JKA\_02, pero tiende a aumentar hacia el tope de la sección. Por último, los minerales inestables tienden a aumentar de base a tope.



**Figura 14.** Distribución porcentual de la clasificación de los minerales no opacos según su estabilidad.

Muestra	Unidad Litoestratigráfica	% Ultraestables			% Estables				% Inestables				Filosilicatos	Total (%)
		Rutilo	Circón	Turmalina	Apatito	Granate	Cloritoide	Espinela de cromo	Epidota	Anfíbol (Hbl)	Clinozoicita - Zoicita	Clorita		
JK_03	Formación Combia	0,00	24,15	0,00	36,60	11,32	0,00	0,00	12,45	0,75	12,45	2,26	0,00	100
JK_05	F.Amagá- F.Combia	0,78	25,78	0,78	41,40	3,12	0,78	0,00	10,15	1,56	11,71	3,12	0,78	100
JKA_02	Formación Amagá	7,55	38,44	0,45	18,53	11,44	0,00	0,00	12,81	0,00	7,55	0,22	2,97	100
JKA_01	Formación Amagá	0,13	10,44	0,41	71,29	2,47	0,00	0,13	4,67	0,00	7,14	2,19	1,09	100

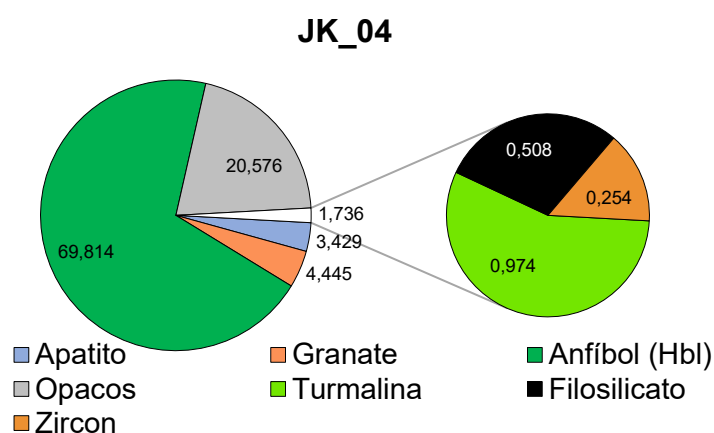
**Tabla 12.** División porcentual de la clasificación de los minerales no opacos según su estabilidad.



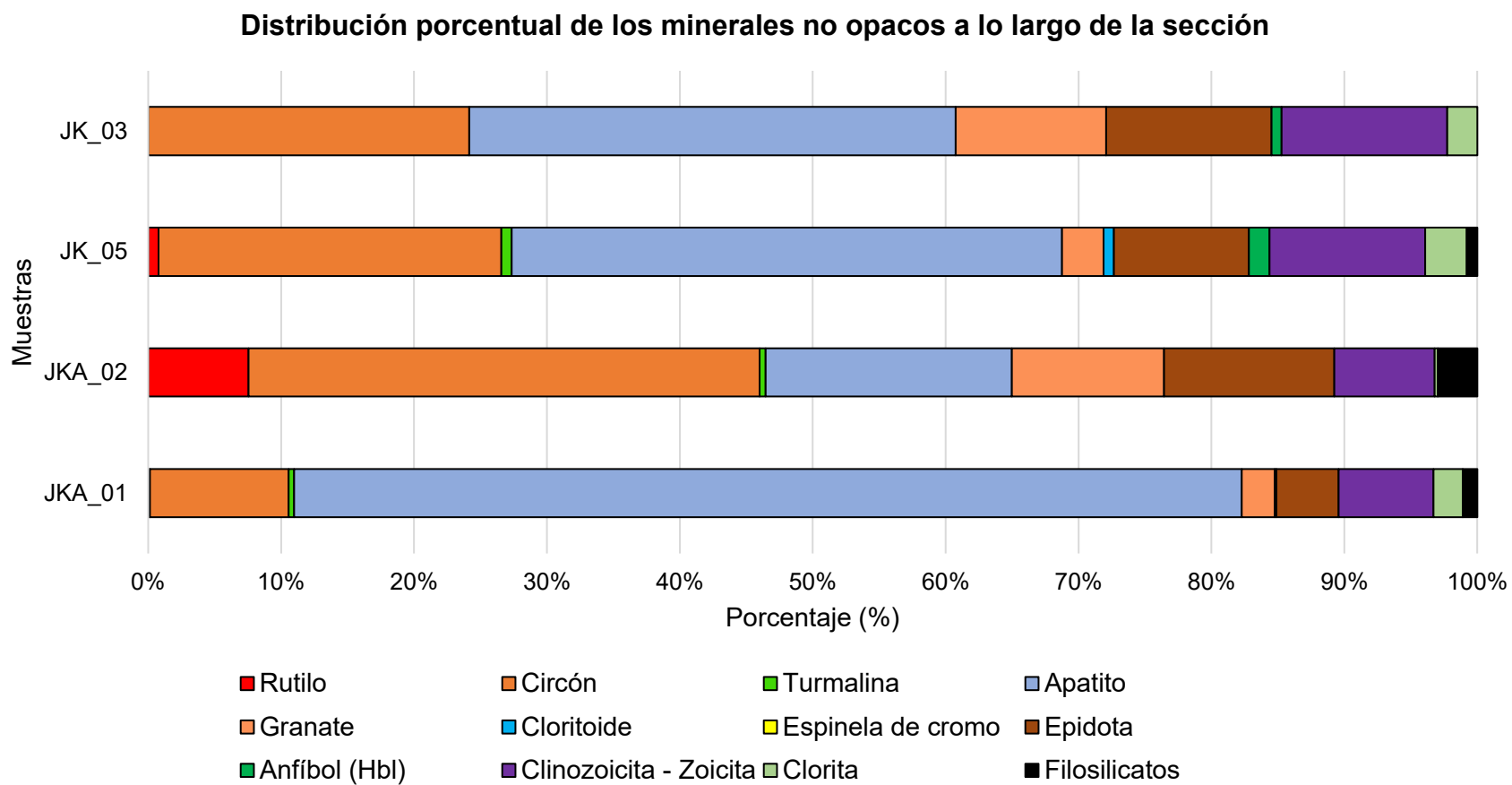
Los resultados de los minerales no opacos dan a conocer una baja variabilidad de las facies para las sublitoarenitas (Figura 16; Tabla 12). A lo largo de las muestras (exceptuando la JK\_04) se observa el predominio de circón, apatito, epidota, granate, clinozoicita – zoicita, y seguido, en una menor proporción, rutilo, anfíbol, turmalina, cloritoide, filosilicatos, clorita y espinela de cromo.

En la Figura 16 se observa que los minerales inestables se mantienen a lo largo de la sección, excepto el anfíbol (hornblenda), que aparece hacia el tope de esta (muestras JK\_03 y JK\_05). En cuanto a los minerales estables como el granate y apatito, son registrados de base a tope, pero el cloritoide y la espinela de cromo solo se presentan en la muestra ubicada entre las formaciones (JK\_05) y en la base de la sección (Figura 7), correspondiente al Miembro Superior de la Formación Amagá (JKA\_01), respectivamente. Por último, el único mineral ultraestable presente de base a tope es el circón, ya que el rutilo y la turmalina no son registrados en la Formación Combia (JK\_03).

La roca clasificada como una ignimbrita vítrea y de cristales (JK\_04) en el inciso anterior no fue representada en los resultados de minerales densos debido a su carácter litológico, sin embargo, se tiene en cuenta el resultado de su facies mineralógica con el fin de presentar la marcada variación entre esta y el resto de las muestras, ya que en esta se encontró un alto contenido de minerales no opacos de los cuales el 70% corresponde a anfíbol (Hbl) (Figura 15).



**Figura 15.** Contenido porcentual de los minerales no opacos de la muestra clasificada como ignimbrita vítrea de cristales (JK\_04).



**Figura 16.** Distribución porcentual de los minerales no opacos a lo largo de la sección.

El Índice ZTR calculado para las muestras JKA\_01-02 y JK\_05-03 varía entre 11,1-47,9% y el promedio de este es de 27,67%. Como se puede observar en la Figura 17, hacia la base de la sección se evidencia el valor más bajo, además de un aumento considerable en la muestra JKA\_02 y a partir de la cual tiende a disminuir hacia el tope de la sección.



**Figura 17.** Índice ZTR calculado para las areniscas de la sección de la quebrada La Táparo.

### 13 DISCUSIÓN

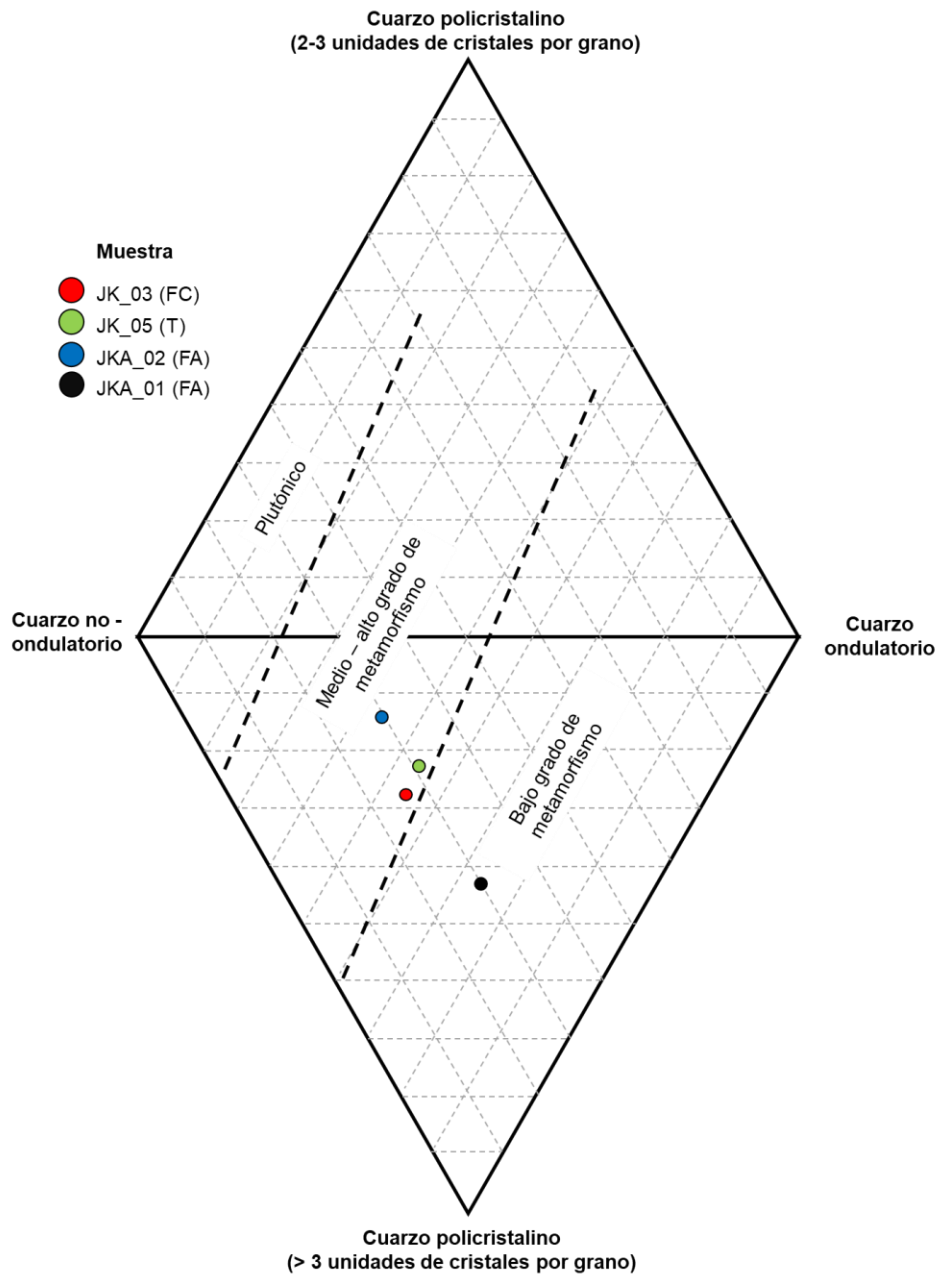
Los resultados obtenidos de la distribución porcentual de la asociación de facies de minerales densos y de la composición de las areniscas a partir de petrografía, revelan cambios en las áreas fuentes de sedimentos en la sección de la quebrada La Táparo. Estos cambios registran el contexto tectónico y los ambientes de formación actuantes durante la acumulación de las formaciones Amagá y Combia.

El Miembro Superior de la Formación Amagá muestra un predominio de minerales densos estables y ultraestables como circón, apartito y granate y menor contenido de rutilo, turmalina y cloritoide, que sugieren una fuente de sedimentos compuesta por rocas ígneas y/o metamórficas. La presencia de cristales sub-angulares a angulares de cuarzos monocristalinos en mayor proporción y policristalinos (>3

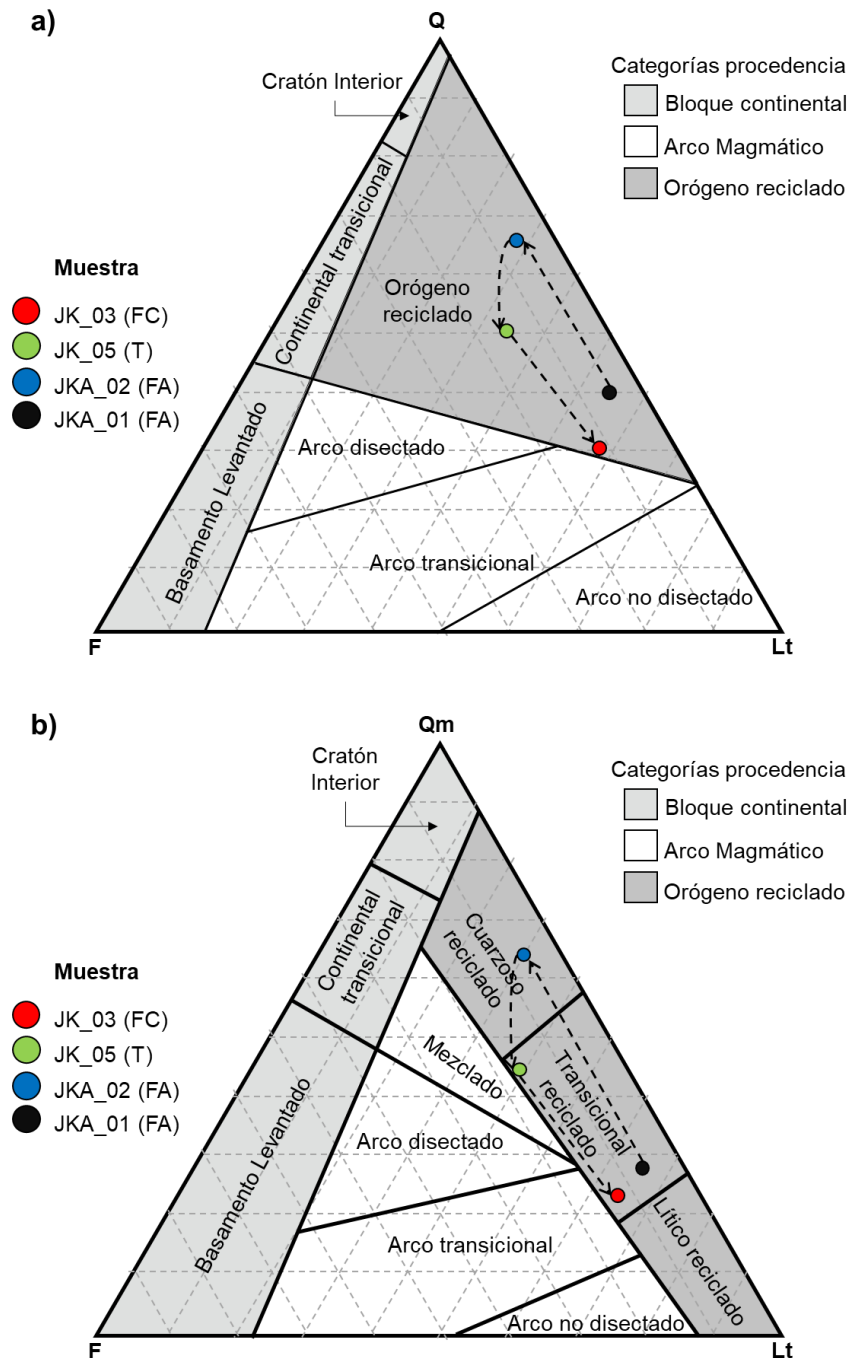
cristales) en menor proporción (Figura 18), la presencia de fragmentos líticos metamórficos, la ausencia de fragmentos líticos volcánicos y el bajo contenido de feldespatos (plagioclasa + feldespato potásico) en los análisis petrográficos, señalan como fuente principal de los sedimentos rocas metamórficas y en menor proporción rocas plutónicas, de acuerdo con esto, se propone que las rocas metamórficas aportando en la Formación Amagá corresponden al Complejo Cajamarca debido a su composición mineralógica y la cercanía a la zona de estudio, y las rocas plutónicas como fuentes factibles para esta formación pertenecen a la Diorita de Pueblito, basado en la mineralogía de esta unidad, los resultados obtenidos a partir de análisis de proveniencia y la proximidad a la sección de la quebrada La Táparo. Siendo consistente lo anterior con los análisis petrográficos que muestran la transición de un orógeno transicional reciclado a uno cuarzoso reciclado (Figura 19; Dickinson, 1985). La integración de los resultados petrográficos con el Índice ZTR para las muestras JKA\_01-02 demuestra una alta influencia de meteorización química de las áreas fuentes y concentración de sedimentos inmaduros durante la acumulación del Miembro Superior de la Formación Amagá, evidenciado por la alteración de la plagioclasa a minerales del grupo de la epidota, pertenecientes a las rocas plutónicas localizadas en la Cordillera Central, y al bajo % ZTR en la base de la sección. Sin embargo, el aumento notable del Índice ZTR en la muestra JKA\_02 sugeriría el re-trabajamiento de cobertera sedimentarias ya acumuladas.

Con base en la interpretación anterior, se concuerda con Lara et al. (2018), que obtiene edades de U-Pb en circones detríticos entre 177.1 y 160.6 Ma, con las que asocia a las rocas que conforman el basamento metamórfico de la Cordillera Central (Complejo Cajamarca) como una de las principales fuentes de dicha Formación. Lara et al. (2018) a partir de los datos de geocronología de U-Pb en circones detríticos también obtiene edades de 235.2-247.2 Ma, por las que menciona a la Diorita de Pueblito y al Stock de Amagá (Vinasco, 2001; 2004) como potenciales áreas fuentes, ajustándose así con la interpretación realizada anteriormente que sitúa a la Diorita de Pueblito como única área fuente plutónica en

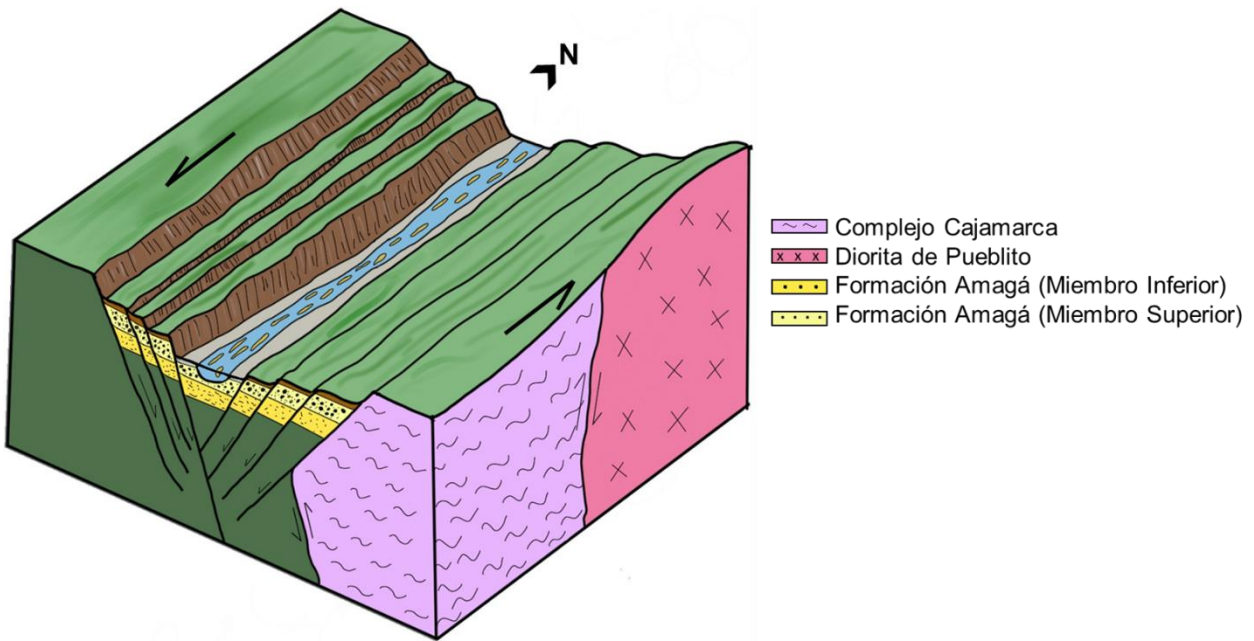
el Miembro Superior de la Formación Amagá dentro de la zona de estudio (Figura 20).



**Figura 18.** Diagrama de la naturaleza de los tipos de cuarzo pertenecientes a las muestras de las formaciones Amagá y Combia, y la transición de estas (Basu et al., 1975). FA: Miembro Superior de la Formación Amagá. FC: Miembro sedimentario de la Formación Combia. T: Transición entre las formaciones.

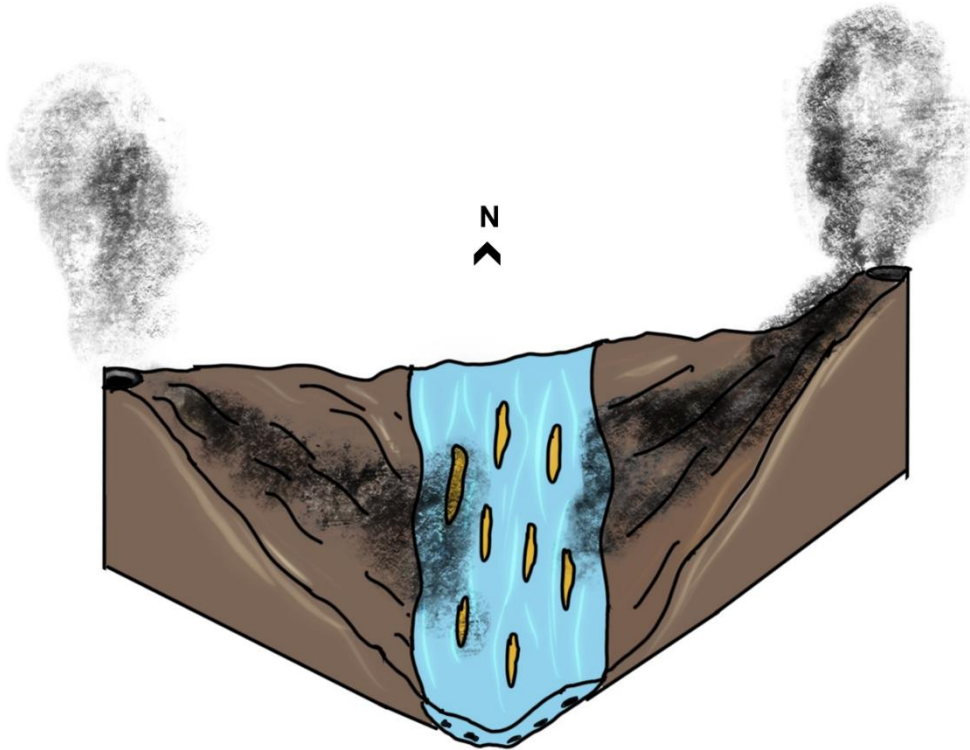


**Figura 19.** Provenience de las rocas obtenidas en la sección de la quebrada La Táparo arrojado a partir del análisis petrográfico (Dickinson, 1985). FA: Miembro Superior de la Formación Amagá. FC: Miembro sedimentario de la Formación Combia. T: Transición entre las formaciones.



**Figura 20.** Representación esquemática del ambiente de acumulación del Miembro Superior de la Formación Amagá dentro de la cuenca *pull apart* y las áreas de aporte de sedimentos: Complejo Cajamarca y Diorita de Bueblito.

Una asociación de facies de minerales densos similar a los observados en la Formación Amagá se presentan en la muestra JK\_05, sin embargo, la aparición de cristales de anfíbol (Hbl) y fragmentos líticos volcánicos en esta, marcan, junto con el aporte de la Cordillera Central (evidenciado por la presencia de minerales densos como rutilo, turmalina y cloritoide), un aporte volcánico incipiente para esta parte de la sección (Figura 21; Figura 7). Debido al incremento del contenido de feldespatos (plagioclasa + feldespato potásico) y el bajo %ZTR (27,5%) se sugiere un posible re-trabajamiento de los sedimentos de la Formación Amagá, por lo que la muestra JK\_05 es clasificada como la zona de transición entre las formaciones Amagá y Combia (T). De esta manera, se concuerda con Hoyos et al. (en preparación), que registra una capa de 8.54 Ma entre la Formación Amagá y la Formación Combia en la sección de la quebrada La Táparo, la cual constituye el comienzo de la acumulación del Miembro Sedimentario de la Formación Combia.

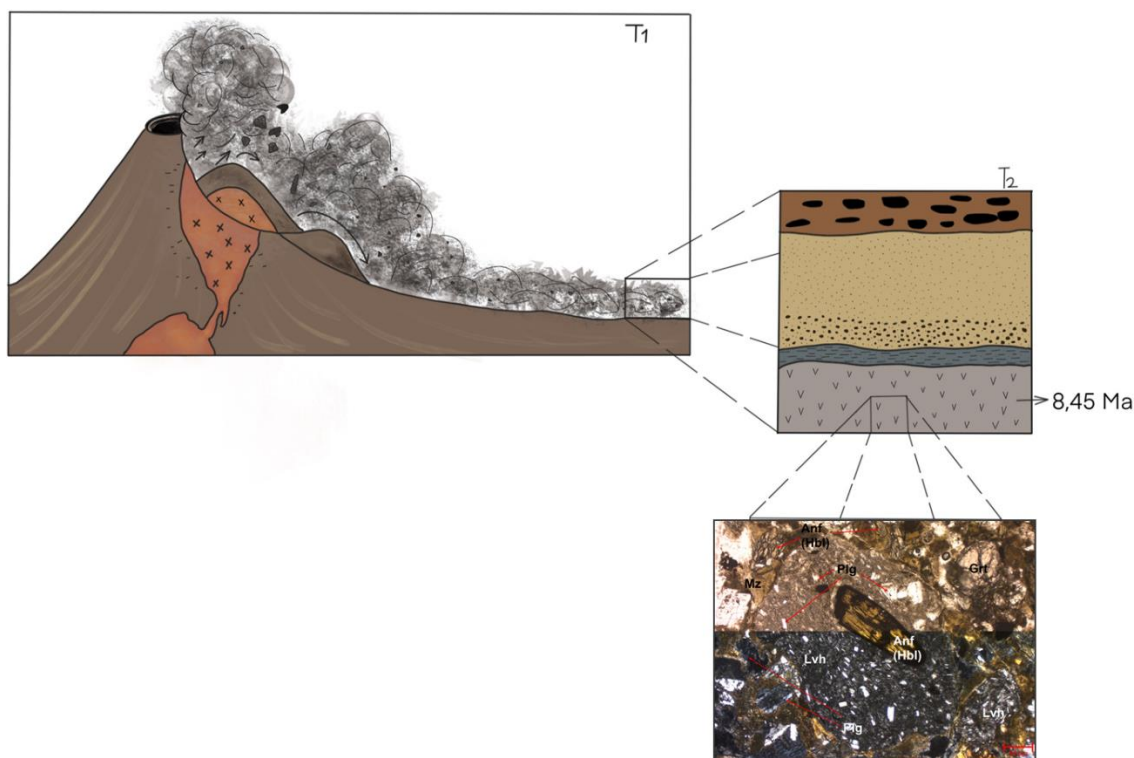


**Figura 21.** Ilustración de la imposición de los procesos volcánicos sobre los sistemas fluviales de ríos trenzados.

La Formación Combia muestra asociaciones de facies de minerales densos similares a las anteriormente mencionadas, no obstante, la continua aparición de anfíbol (Hbl) y la ausencia de minerales como rutilo, turmalina y cloritoide, indican una disminución en el aporte por parte de las rocas metamórficas de la Cordillera Central y un aumento en el aporte de sedimentos por parte de rocas volcánicas, acorde con la muestra JK\_04 que corresponde a una ignimbrita vítrea y de cristales producto de Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP) datadas por Hoyos et al. (en preparación) de 8.45 Ma en la sección de la quebrada La Táparo (Figura 22). Este análisis es consistente con el incremento en los porcentajes de fragmentos líticos volcánicos y feldespatos (plagioclasa + feldespato potásico) obtenidos a partir del análisis petrográfico, que sitúa la muestra correspondiente a esta Formación dentro de un orógeno reciclado transicional (Figura 19). Los depósitos anteriormente mencionados se correlacionan con diferentes capas ignimbríticas de ~8.5 Ma registradas a lo largo del Río Amagá y en la sección



Bolombolo-Concordia (Weber et al., 2018; Cuellar y Díaz, 2017), sugiriendo así que el depósito de CDP encontrado en la sección de la quebrada La Táparo (JK\_04), podría formar parte del mismo depósito o al menos, fue originado por erupciones subsecuentes como lo plantea Weber et al. (2018) y Cuellar y Díaz (2017).



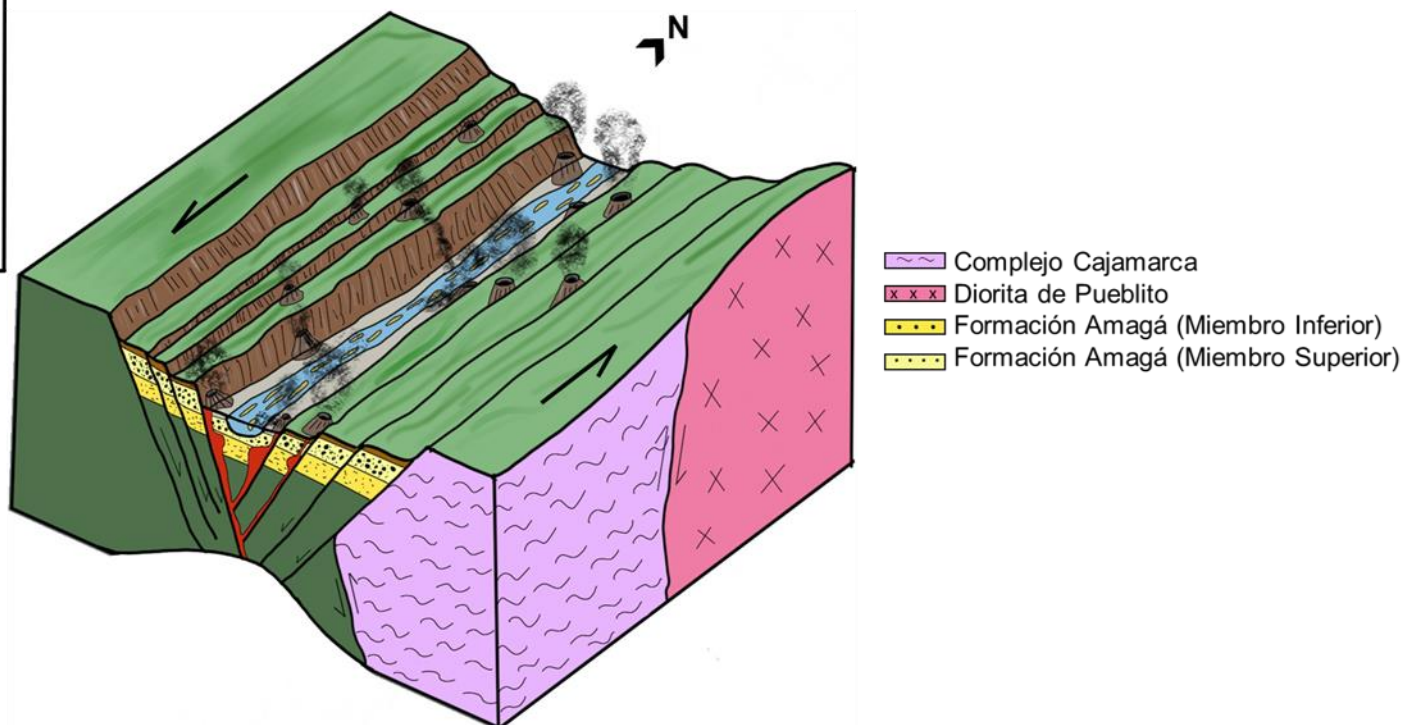
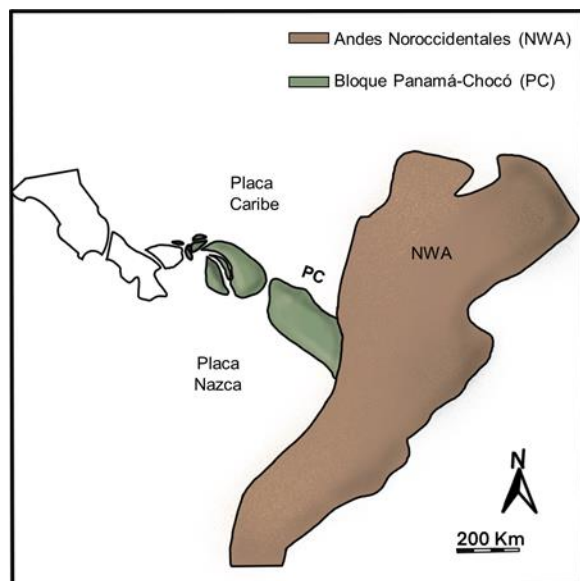
**Figura 22.** Ilustración de la formación de los Depósitos de Corrientes de Densidad Piroclástica (T1; Modificado de Branney y Kokelaar, 2002). Acumulación de los CDPs dentro de la secuencia estratigráfica de la zona de estudio (T2). Microfotografía de la muestra JK\_04 (Ignimbrita vítrea y de cristales).

Las áreas fuentes que se proponen para el Miembro Sedimentario de la Formación Combia y la parte de la sección que constituye la transición entre las formaciones son los cuerpos ígneos como Cerro Tusa, Cerro Bravo y El Sillón que corresponden a las Rocas Hipoabisales Porfídicas de edad Miocena (Weber et al., 2019), localizados al SE y SW de la quebrada La Táparo. Esta interpretación es concordante con Ramírez et al. (2006), que a partir de análisis de paleocorrientes concluye que los materiales volcánicos presentes en la zona de estudio provienen, precisamente, de los cuerpos ígneos mencionados, y con las de

edades detríticas obtenidas por Hoyos et al. (en preparación) que muestran poblaciones de circones del Jurásico, Triásico y Paleógeno.

La clasificación petrográfica de las areniscas pertenecientes tanto a la Formación Amagá como a la Formación Combia corresponde a orógenos reciclados (Figura 19), lo cual sugiere una erosión continua de la Cordillera Central que aporta sedimentos provenientes del Complejo Cajamarca y de intrusivos como la Diorita de Pueblito, que al integrarse con la baja variabilidad de facies de minerales densos entre ambas formaciones, revela la ausencia de eventos tectónicos que generen levantamientos orogénicos notables durante el Mioceno tardío. La integración de estos datos indica un contexto tectónico continuo actuante durante la acumulación de las formaciones, a pesar de la acreción del Bloque Panamá-Chocó hacia el margen occidental de Suramérica en el Mioceno medio (Duque-Caro, 1990; Montes et al., 2012, 2015), evento responsable de la imposición del vulcanismo sobre los procesos de sedimentación evidenciado en el cambio abrupto en los ambientes que generaron las áreas de aporte de sedimentos a la Formación Combia (Figura 23).

La presencia de Depósitos de Corrientes de Densidad Piroclástica (CDPs) entre las areniscas de la Formación Combia sugiere la imposición de un entorno con actividad volcánica sincrónico a sistemas fluviales de ríos trenzados (Corena y Moreno, 2019, comunicación personal) (Figura 23) que propician el re-trabajamiento de los materiales volcánicos, encontrados dentro de las rocas próximas al tope de la sección de la Quebrada La Táparo.



**Figura 23.** Representación esquemática de la acreción del Bloque Panamá-Chocó hacia el noroccidente de Suramérica durante el Mioceno Medio (Modificada de Lara et al., 2018), generando el vulcanismo que aporta posteriormente los sedimentos al Miembro Sedimentario de la Formación Combia.

## 14 CONCLUSIONES

- Los depósitos de corrientes de densidad piroclástica representados por la ignimbrita vítrea y de cristales encontrada dentro de las capas de areniscas marcan la contribución del aporte de ambientes volcánicos sobre los sistemas fluviales que dan origen la Formación Amagá y el Miembro Sedimentario de la Formación Combia.
- La clasificación de las muestras según su composición en litoarenitas y litoarenitas feldespáticas sugieren una proveniencia de tipo orógeno reciclado que se asocia a complejos de subducción, lo cual es consistente con la localización de la zona de estudio, puesto que se encuentra influenciada por la unión triple donde interactúan las placas Caribe, Nazca y Suramérica.
- El contexto tectónico durante la acumulación de las formaciones Amagá y Combia es constante. Esto debido a la baja variabilidad en la asociación de minerales densos obtenidos, no obstante, la presencia de anfíbol (Hbl) y fragmentos líticos volcánicos indican que el evento generador del cambio en el área fuente de los sedimentos corresponde a la actividad volcánica asociada a la acreción del Bloque Chocó hacia el margen occidental de Suramérica en el Mioceno medio.

## 15 RECOMENDACIONES

- Con el fin de definir con más detalle las áreas fuentes de los sedimentos pertenecientes a las formaciones Amagá y Combia, se sugiere realizar geocronología U-Pb y análisis de isótopos de Hf en circones detríticos.
- Se recomienda realizar este tipo de investigaciones en otras zonas de la cuenca en donde se encuentre la transición entre las formaciones Amagá y Combia, con el propósito de extender o evaluar el modelo tectónico regional aquí propuesto.
- El registro, datación y modelamiento numérico de Depósitos de Corrientes de Densidad Piroclástica en las cercanías a la zona de estudio, permitiría entender la distribución espacial de eventos volcánicos subsecuentes.
- Complementar los estudios morfológicos de los minerales opacos con estudios petrográficos y geoquímicos (e.g. microsonda) con el objeto de establecer áreas fuente, ya que estos minerales son indicadores de procedencia.

## 16 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Álvarez, J., González, H., 1978. Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 Urrao. Ingeominas 1761.

Aspden, J.A., Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics* 205, 187–204.

Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C., Mack, G.H., 1975. Re-evaluation of the undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology* 45, 873-882.

Botero, A., 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales Facultad de Minas (Medellín)* 57, 101.

Branney, M. J., Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London.

Calle, B., González, H., 1984. Geología y geoquímica de la plancha 166 Jericó, INGEOMINAS 1822, 232.

Calle, B., González H., 1980. Geología y geoquímica de la plancha 166, Jericó Escala 1:100000, Memoria explicativa. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia.

Correa, L., Silva, J., 1999. Estratigrafía y Petrografía del Miembro Superior de la Formación Amagá en la sección El Cinco-Venecia-Q. La Sucia. Trabajo de grado. Universidad EAFIT, Medellín.

Cuellar, D., Díaz, A., 2017. Estratigrafía, geología estructural y geocronología de la Formación Combia a lo largo de la sección Bolombolo-Concordia. Trabajo de grado. Universidad EAFIT. Medellín.

Dickinson W. R., Beard, S. L., Erjavec, J. L., Fergusson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Linberg, F. A., Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting. *Geological Society of America Bulletin* 94. Doi:10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2.

Dickinson, W., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G.G. (Eds.), Provenance of Arenites.

Dunia, 2005. Complementación geológica, geoquímica y geofísica (magnetométrica) de las planchas 166, 167, 186 y 187. Ingeominas 576, Bogotá.

Duque-Caro, H., 1990. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 3, 71–84. Doi: 10.1016/0895-9811(90)90019-W.

Folk, R. L., 1974. *Petrology of the Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company (Vol. 2). Austin, Texas. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(91\)90027-8](https://doi.org/10.1016/0169-555X(91)90027-8).

Galehouse, J. S., 1971. Point counting. En: R. E. Carver (Eds.), *Procedures in sedimentary petrology*, Chichester. Wiley-Interscience, pp. 653.

González, H., 1976. *Geología del Cuadrángulo J-8 Sonsón*: Bogotá. INGEOMINAS.

González, H., 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 168 (Salamina): *Boletín Geológico* 23.

González, H., 1993. *Mapa Geológico generalizado del departamento de Caldas*. Escala 1:250000. Memoria incluida. INGEOMINAS.

González, H., 2001. *Mapa Geológico del Departamento de Antioquia*. Escala 1:400.000: Medellín. INGEOMINAS.

Grosse, E., 1926. *Estudio Geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia*: Berlín, Verlag Von Dietrich Reimer (Ernst Vohsen).

Guzmán, C., Sierra, G., 1984. *Ambientes sedimentarios en la Formación Amagá*. Proyecto de grado. Universidad Nacional. Medellín.

Guzmán, C., 1991. *Condiciones de depositación de la Formación Amagá entre Amagá y Angelópolis*. Tesis de Posgrado. Universidad Nacional. Medellín.

Hernández, I., 1998. Petrografía de las areniscas de la sección Peñitas-Mina Excarbón. Miembro medio de la Formación Amagá. Titiribí, Antioquia. Trabajo de grado. Universidad EAFIT. Medellín.

Hoyos, S., Weber, M., Cárdenas, A., Cottrel, E., Duque, J., Beltrán, A., von Quadt, A., Gómez, J., En preparación. Late Miocene garnet-bearing andesites in the Northern Andes and their tectonic implications.

Hubert, J., 1962. A Zircon-Tourmaline-Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 32, 440-450.

Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Pickle, J. D., Grimm, J. P., Sares, S. W., 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method; discussion and reply. *Journal of Sedimentary Research* 55(4), 618–621. <https://doi.org/10.1306/212F878D-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Jaramillo, J. M., 1976. Volcanic rocks of the Cauca Valley, Colombia. Master of Science thesis, Rice University, Houston.

Kennan, L., Pindell, J.L., 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the northern Andes: Best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? En: James, K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (Eds.), *The origin and evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society of London, Special Publication 328, 487–531. Doi: 10.1144/SP328.20.

Lara, M., Salazar-Franco, A. M., Silva-Tamayo, J. C., 2018. Provenance of the Cenozoic siliciclastic intramontane Amagá Formation: Implications for the early Miocene collision between Central and South America. *Sedimentary Geology*. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2018.06.003.

Leal-Mejía, I., 2011. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a Tectono- magmatic approach. Tesis de doctorado. Universidad de Barcelona, Barcelona, España.



López, A., Ramírez, D., 2006. Registro del vulcanismo neógeno en el suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. Trabajo de grado. Universidad EAFIT. Medellín.

Mange, A. M., Maurer, W. H., 1992. Heavy minerals in colour. Chapman and Hall.

Marriner, F., Millward, D., 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous to recent volcanism in Colombia: The magmatic history of an accretionary plate margin. *Journal of the Geological Society* 141(3), 474–486. Doi: 10.1144/gsjgs.141.3.0473.

Maya, M., González, H., 1995. Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico de INGEOMINAS* 35 (2-3), 43-57. Bogotá.

Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Buchs, M., Silva, A., Morón, S., Hoyos, N., Ramírez, D.A., Jaramillo, C.A., Valencia, V., 2012. Arc-continent collision and orocline formation: Closing of the Central American seaway. *Journal of Geophysical Research* 117, B04105. Doi:10.1029/2011JB008959.

Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Pardo, A., Silva, J.C., Valencia, V., Ayala, C., Pérez-Angel, L.C., Rodríguez-Parra, L.A., Ramírez, V., Niño H., 2015. Middle Miocene closure of the Central American Seaway. *Science* 348-6231, 226-229. Doi: 10.1126/science.aaa2815.

Moreno, N., 2012. Análisis de la petrología, área fuente y diagénesis de las areniscas de la Formación Amagá en los pozos Venecia 1 y El Cinco (1B). Trabajo de grado. Universidad EAFIT. Medellín.

Morton, A. C., 1985. Heavy minerals in provenance studies. En: Zuffa, G. G. (Eds.), *Provenance of arenites*. Dordrecht, Netherlands, Reidel, 249–277.

Murillo, S., 1998. Petrografía de las areniscas de la secuencia Quebrada la Sucia- Mina Palomos. Miembro Inferior de la Formación Amagá. Trabajo de Grado. Universidad EAFIT. Medellín.

Nivia, A., Gizelle, M., Kerr, A., 1996. El Complejo Quebradagrande una posible cuenca marginal intracratónica del Cretáceo Inferior en la Cordillera Central de los Andes Colombianos. VII Congreso Colombiano de Geología. Memorias, Tomo III 108-123. Bogotá.

Ortiz, J., Moreno, C., Cardenas, A., Jaramillo, C., 2015. SDAR 1.0 a new quantitative toolkit for analyze stratigraphic data. En: EGU General Assembly Conference Abstracts 17.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1973. Sand and sandstones. Springer, Berlin.

Ramírez, D., López, A., Sierra, G., Toro., G., 2006. Edad y proveniencia de las rocas volcánico sedimentarias de la Formación Combia en el suroccidente antioqueño – Colombia. Boletín Ciencias de la Tierra 19, 9-26.

Restrepo, J. J., Toussaint, J. F., 1976. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. Publicaciones Especiales Geología Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., González, H., 1981. Edades Mio-Pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia. Departamentos de Antioquia y Caldas, Colombia. Geología Norandina.

Ríos, A.M., Sierra, M.I., 2004. La Formación Combia: Registro de la relación entre el volcanismo Neogeno y la sedimentación fluvial, sección Guineales–Bolombolo, suroeste antioqueño. Trabajo de grado. Universidad EAFIT. Medellín.

Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS subcommission of the systematics of igneous rocks. Geology 9, 41 - 43.

Sierra, G. M., 1994. Structural and sedimentary evolution of the Irra basin, Northern Colombian Andes. Tesis de maestría. State University of New York, Binghamton.

Sierra, G. M., Dueñas, H., Marín, M. I., 2011. Palinomorfos del Eoceno medio, Formación Amagá, Cordillera Central de Colombia. Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología. Medellín.

Sierra, G. M., Silva, J., Correa, L. G., 2004. Estratigrafía Secuencial de la Formación Amagá. Boletín de Ciencias de la Tierra 15, 9–22.

Silva–Tamayo, J.C., Sierra, G.M., Correa, L.G., 2008. Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. Journal of South American Earth Sciences. Doi: 10.1016/j.jsames.2008.02.001.

Toussaint, J., Restrepo J., 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: un modelo de evolución geológica. V Congreso Colombiano de Geología. Memorias I, 127-146. Bogotá.

Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Tercera edición. Blackwell Scientific Publications.

Van der Hammen, T., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes colombianos. Boletín Geológico 6.

Villafañez, Y., 2012. Análisis de procedencia en areniscas cuarzosas del Devónico-Carbonífero de la Formación Floresta (Norte de Santander): consideraciones paleogeográficas regionales. Trabajo de grado. Universidad EAFIT. Medellín.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. Lithos 125, 875–896, doi:10.1016/j.lithos.2011.05.003.

Vinasco C., 2001. A utilização da metodologia  $^{40}\text{Ar}$   $^{39}\text{Ar}$  para o estudo de reativacões tectônicas em zonas de cisalhamento. Tesis de maestría. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociencias 1–85.

Vinasco C., 2004. Evolução crustal e historia tectonica dos granitoides Permo-Triassicos Dos Andes do norte. Tesis de doctorado. Universidade de São Paulo, Brasil.

Weber, M., Duque, J.F., Hoyos, S., Cárdenas–Rozo, A.L., Gómez, J., Wilson, R., 2019. Miocene tholeiitic and calc–alkaline magmatism from the northern Colombian Andes implications for magma petrogenesis in the Northern Volcanic Zone. En: Gómez, J., Mateus–Zabala, D. (Eds). The Geology of Colombia 3 Paleogene – Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, 457–494. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.12>.

## **17 ANEXO**

Datos crudos y normalizados de los resultados de petrografía y minerales densos.